

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Коми научный центр  
Институт геологии

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

Материалы 15-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

*6—8 декабря 2006 г.*

Сыктывкар



2006

УДК 5±549 (470.1)

**Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента:** Материалы 15-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. 216 с.

В сборнике представлены материалы 15-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), Д. В. Камашев (зам. председателя),  
В. Ю. Лукин, Н. Н. Пискунова, О. В. Ковалева, Г. Н. Каблис,  
И. В. Козырева, К. В. Куликова, В. А. Патова, Е. В. Боровкова,  
Н. В. Сокерина

## ПРЕДИСЛОВИЕ

6—8 декабря 2006 г. в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН состоится юбилейная, 15-я научная конференция “Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента”.

Подводя итоги, следует отметить, что наша конференция стала хорошо известной не только в Республике Коми, но и в других регионах. Материалы конференции реферируются в Реферативном журнале. Дополнительно к нашей рассылке, институт ежегодно получает заказы на сборник из различных библиотек страны. Это является свидетельством ее высокого научного уровня и интереса к представляемым докладам.

Доклады на конференции стали необходимой ступенью в профессиональной подготовке для многих молодых научных работников — как школа публичных выступлений, как представление полученных результатов перед широкой аудиторией, как апробация работы перед защитой диссертаций. Участие в конференции является еще и хорошей возможностью для налаживания творческих и личных дружеских контактов между студентами, аспирантами и молодыми учеными из многих научно-исследовательских и образовательных учреждений нашей страны. Такие тесные связи уже давно установлены с коллегами из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатит, Ярославля, Воркуты, Ухты, Перми, Екатеринбурга, Уфы, Владивостока. Сегодня география участников конференции расширилась за счет молодых геологов из Киева, Узбекистана, Таджикистана, Казахстана.

С благодарностью мы принимаем поддержку, оказываемую нашим конференциям на протяжении всех лет Министерством природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми. Желаем всем участникам конференции успехов и удачи.

*К. г.-м. н. И. Н. Бурцев*

# ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СИЛУРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО СТРОМАТОПОРОИДЕЯМ

Е. В. Антропова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[evantropova@geo.komisc.ru](mailto:evantropova@geo.komisc.ru)

Как правило, некоторые региональные горизонты, принятые в стратиграфической схеме силура Урала выделяются по составу строматопороидей (маршрутинский, устьдурнаюский, падымейтывисский), в других случаях фауна горизонтов тесно связана между собой (яренейский, лолашорский, филипельский горизонты). По фауне строматопороидей разрез силура Приполярного Урала предлагается подразделить на следующие зоны:

**Зона *Ecclimadictyon microvesiculosum* (Riabinin)** включает в себя яренейский, и нижнюю часть лолашорского горизонта (рис. 1). Эти горизонты в основном сложены разнообразными органогенными вторичными доломитами и, в меньшей степени, сильно доломитизированными известняками. Нередко встречаются линзы и желваки кремней. Доломиты с пятнистым, полосчатым, линзовидным распределением детрита ритмично чередуются [3]. К основанию яренейского горизонта приурочены монотипные захоронения брахиопод *Borealis*, *Virginia*. В целом этот интервал разреза характеризуется брахиоподами: *Zugospiraella dubosi* (Vezn.), *Nalivkinia costulata* Bezn., *Protatrypa cf. malmaensis* (boucot, Johnson, Staton), *Leptostrophia* sp., *Coolina* sp. *Virginia barrandei* Bill., *Virginia* sp. Достаточно распространены и разнообразны табуляты: *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.) *Palaeofavosites balticus* (Rukh.), *Palaeofavosites maximus* Tchern., *P. paulus* Sok., *Mesofavosites inferior* Sok., *M. fleximirrus* Sok., *Favosites acutus* Sok. et Tesakov, *F. gotlandicus* Lam., *F. incertus* Tchern., *F. kuklini* Tchern., *F. privates* Sok., *F. yakowlewi* Tchern., *Subalveolites olutes* Sok. et Tes., *Catnipora arctica* Tchern., *C. copulataformis* Barsk., *C. ascharoides* Lam., *C. gotlandica* (Yabe), *C. subgotlandicus* Barsk., *C. tarejaensis* (tchern.), *Eocatenipora parallela* (Shmidt), *Halysites pseudoorthopteroides* Tchern., *H. borealis* (Tchern.), *Propora cancellatiformis* Sok. (Здесь и далее данные по табулятам предоставлены Лукиным В.Ю.). Встречаются ругозы: *Holocanthia umbonata* Zyg., *Streptelasma cf. whitfaroli* Swith.

Зона *E. microvesiculosum* совпадает с зонами брахиопод *Virginia barrandei*-*Zugospiraella dubosi* в яренейском горизонте, и, частично, *Pentamerus* sp. в нижней части лолашорского горизонта [4] (рис. 1).

Зона *Ecclimadictyon microvesiculosum* (Riab.) может быть использована регионально. Зональный вид встречается в низах лландовери Эстонии, где интервал его распространения также охватывает почти два гори-

Система	Надгоризонт	Горизонт	Зона по брахиоподам (по Т.М. Беззосовой, 2006)	Зона по остракодам (по А.И. Мбуник, 2006)	Зона по строматопороидеям
Силур	Геральдерский	Сизимский	<i>Didymothyris didyma</i>	<i>Dolgina triangularis</i> <i>Eokloedenia subbacata</i> <i>Leioscyamus clavatus</i>	
		Падьмейтъявский	<i>Greenfieldia uberis</i>	<i>Leioscyamus paulus</i> <i>Beyrichia posterior</i>	<i>Araneosustroma</i> sp.nov.
	Устьдурнаюкский		<i>Spirinella nordensis</i>	<i>Signetopsis bicardinata</i> <i>Simplicibeyrichia parva</i>	
				<i>Hermannina insignis</i> <i>Eukloedenella grandifabae</i>	
		Маршрутинский	<i>Fardenia flabellata</i>	<i>Daleiella</i> aff. <i>mukshesis</i> <i>Microcheilina convexa</i> <i>M. variolaris</i> <i>Gibberella</i> aff. <i>praetiosa</i>	<i>Clathrodictyon variolare</i>
		Филипельский		<i>Hogmochilina</i> ex. gr. <i>elognata</i>	
	Двагалский	Лолашорский		<i>Pentamerus</i> (?) sp.	
		Ярвельский	<i>Virgiana barrandei</i> <i>Zygospiracla duboisi</i>		<i>Ecclimadictyon microvesiculosum</i>
	Орловик	Кырынский	<i>Holorhynchus giganteus</i> <i>Proconchidium muensteri</i>		

Рис. 1. Сопоставление зон по строматопороидеям с зонами по брахиоподам и остракодам

зонта: юуру и нижнюю часть райккюла [1]. Этот факт позволяет применять зону *E. microvesiculosum* при проведении межрегиональных корреляций.

**Зона *Clathrodictyon variolare* (Rosen)** в отложениях нижней части маршрутинского горизонта (рис. 2). Зона сложена чередованием кораллово-строматопоратовых известняков, детритовых биотурбированных. Части известняки с обильным скелетным материалом и многочисленным колониальным бентосом, встречаются прослой с раковинным материалом. Из строматопороидей присутствуют *Actinodictyon peptuni* Parks, *Ecclimadictyon explanatum* Bog., *Ecclimadictyon nikiforovae* (Yavor.), *pedco Symplexodictyon kyssuniense*, *Symplexodictyon uralicum* (Yavor.); табуляты *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Mesofavosites obliquus* Sok., *Favosites borealis* Tchern., *Favosites forbesi* (M.-Edw. et H.), *F. moyeroensis* Sok. et Tes. *F. similis*, *Parastriatopora sokolovi* Smirn., *P. tebenjkovi* (Tchern.); брахиоподы *Fardenia flabellata* Bezn., *Leptaena* sp., *Atrypa* sp.; остракоды *Daleiella* aff. *mukshesis*.

В силурийских отложениях Приполярного Урала зона *C. variolare* перекрывает верхнюю часть зоны по брахиоподам *Fardenia flabellata*, выделен-



ную Т. М. Безносовой [4] и включающую в себя маршрутинский горизонт, а также сопоставляется с зоной по остракодам *Daleiella* aff. *mukshesis* [2] (рис. 1).

В эстонских разрезах зона *Clathrodictyon variolare* охватывает верхнюю часть адавереского горизонта и нижнюю часть янинского [1]. Первый из них сопоставляется с нижней частью маршрутинского горизонта Приполярного Урала.

**Зона *Araneosustroma astroplexa*.** Настоящая зона охватывает верхнюю часть падымейтывисского горизонта. Ее слагают переслаивающиеся разнообразными известняками — детритовые, микрозернистые, строматопоратовые, кораллово-строматопоратовые, слоистые, узорчатые. Встречаются мелкие локальные биогермы, сложенные преимущественно строматопороидеями, кораллами и цианобактериями. Помимо зонального вида, здесь присутствуют строматопороидеи: *Plexodictyon vaigatschense* (Yavor.), *Plexodictyon savaliense* (Riab.), *Plexodictyon latilaminatum* (Bog.). В верхах горизонта появляется *Parallelostroma tuberculatum* Yavor. *Simplexodictyon kyssuniense* (Riab.), *Ecclimadictyon robustum* Nestor, *Stromatopora uralica* (Yavor.), *Desmostroma confertum* Bol'chakova. Здесь также разнообразны табуляты: *Laceripora uralica* Barsk., *L. minima* Chekh., *Mesofavosites nigeranuyensis* Mironova, *Favosites aspera* d'Orb., *F. similis*, *Parastriatopora admirabile* Chekh., *P. arctica* (Tchern.), *P. commutabilis* Klaam., *P. spinosa* Chekh., *P. uralica* Chekh., *Striatopora amuyensiformis* Smirn., *Subalveolites* sp., *Syringopora schmidti* Tchern., *Syringopora aseptata* Barsk., *Propora tubulata* Edw. et Haime, *Heliolites interstrincta* Linn.

Зона *A. astroplexa* охватывает часть брахиоподовой зоны *Greenfieldia uberis*, и часть зоны остракодовой зоны *Leioscyamus paulus*-*Beyrichia posterior* (рис. 1).

Установленные в силуре Приполярного Урала зоны по строматопороидеям имеют важное значение для расчленения этих отложений, региональной и межрегиональной корреляции и палеобиогеографических построений.

## Литература

1. Нестор Х. Э. Строматопороидеи ордовика и лlandoвери Эстонии. Таллин, "Валгус", 1964. 112 с.
2. Abushik A. Silurian-earliest Devonian ostracode Biostratigraphy of the Timan-Northern Ural Region // Proceedings of Estonian Academy of Sciences. Tallinn, Geology, 2000. 49/2. pp.112—126.
3. Antropova E., Lukin V. Benthic Communities of a North Urals Early Silurian (Llandovery) palaeobasin // Ancient Life and modern Approaches – Abstracts of the Second International Palaeontological Congress. 2006. pp.192—193.
4. Beznosova T. Silurian brachiopods in the Timan-Northern Ural region: zonation and palaeoecology // Proceedings of Estonian Academy of Sciences. Tallinn, Geology, 2000. 49/2. pp. 126—146.

# ЧУГУНОЛИТЕЙНОЕ ПРОИЗВОДСТВО НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ В XV—НАЧАЛЕ XX ВЕКА

И. С. Астахова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*astakhova@geo.komisc.ru*

---

На территории Республики Коми развитие горнорудного производства началось еще с XIV века. Жители занимались кузнечным ремеслом для удовлетворения своих собственных нужд. В писцовой книге 1568 г. перечислены пять кузнецов, которые использовали имевшиеся в крае болотные железные руды. В 1569 г. московским купцам было дано право на поиски железной руды на реках Вычегде и Сыsole и на строительство там железоделательных заводов. Добыча продолжалась в течение 10 лет и руда вывозилась в Англию, но заводов не было построено, поэтому в 1579 г. Иван Грозный запретил дальнейшую разработку месторождений.

Первый небольшой железоделательный завод был построен в Жешарской волости в 1730 г. крестьянами Кузьмой Модяновым и Петром Москательниковым. Работал он на основе болотной железной руде. В основном на заводе изготавливались узкие длинные полосы железа, для изготовления сковород на Сереговский сользавод. В 1773 г. Исаев И. И. нашел на р. Выми, Ижме и на притоках реки Вашки руду. С 1776 г. он стал владельцем Жешарского завода.

В 1750 г. устюженские купцы А. В. Панов и А. А. Плотников нашли в Чукаибской, Пыелдинской, Гривенской, Вотчинской, Межадорской и Визингской волостях месторождения железной руды и в 1754 г. обратились в Берг-коллегию за разрешением на строительство завода. Годом позже купцы И. Я. Курочкин и А. Ф. Юринский также попросили разрешение построить железоделательный завод на р. Кажым, которые приступили к строительству уже в 1755 г. Через два года была построена плотина и молотовая фабрика. Кажымский железоделательный завод начал работать с 1757 г., используя чугун с Кирсинского завода. Постройку домны было принято решение перенести на р. Нючпас и назвать Нючпасским заводом [4].

Площадь Кажымского завода составляла 90 десятин (примерно, 90 га), а Нювчимскому было отнесено 30 десятин (примерно, 30 га) с двенадцатью рудниками и пятью приисками. На строительство Нювчимского завода купцам А. В. Панову и А. А. Плотникову было выдано разрешение в 1756 г. Он был пущен в строй только в 1761 г. К заводу было отведено 30 тыс. десятин (примерно, 30 тыс. га) с двадцатью шестью рудниками и построенная плотина через р. Нювчим. Через год к этому заводу были отведены рудники в Ыбской, Визингской и Усть-Сысольской волостях.



В основном заводы использовали три вида железосодержащих пород. Первый тип – “дерновые руды полуболотного характера”, которые залегают сразу под густым травяным покровом оранжевого цвета пластом мощностью 5—10 см. Данный тип более распространен на р. Сысола и преимущественно разрабатывался на Нювчимском заводе, где мощность рудных пятен достигала 10 м. Второй тип — бурый железняк. В 1909 г. В. Искюль в “Трудах экспедиции по исследованию земель Печорского края Вологодской губернии” описывает данные породы как плотные, иногда рыхлые песчаники, сцементированные гидратной окисью железа. Данные тип руд преимущественно развит на р. Лопью и разрабатывался в основном для Нючпасского завода. Третий глубинный тип руды — это продукты выветривания бурого железняка и сидеритовые конкреции. Пластовая руда “карбонатная” залегают в сине-серых мергелистых глинах и “ядровая руда, состоящая из шарообразных, эллипсоидальных линзовидных стяжений”. В небольших количествах такую руду добывали для Нювчимского завода, а основная часть распространена в пределах площадей Нючпасского и Кажимского завода. Разрабатывались такие месторождения путем неглубоких шурфов, а в летнее время шла добыча например на р. Лопью со дна или по берегам реки. Разработка при помощи штолен была ограничена, например, вблизи Кажимского завода на Осиновском руднике была построена штольня, которая была расположена около дороги в крест простирания увала и тянулась на десятки метров [5].

До 1813 г. владельцы на Кажимских заводах долгое время не менялись в отличии от Нювчимского. В 1769 г. Плотников И. А. продал предприятие купцу Максиму Подходящему, который обнаружил месторождения руды в Прилузье, и при его правлении производительность завода возросла. С 1776 г. владельцем завода стал генерал-майор Ваксель, который с 1784 г. принадлежал братьям Грибановым. Они расширили рудную базу в районе Локчима, Лемы и Лопью.

В годы русско-турецкой войны на заводах изготавливались, помимо чугуна и железа, орудийные снаряды, якоря, листовое и штыковое железо, что увеличило производительность заводов, но к началу XIX века Нювчимский завод оказался на грани закрытия и в 1806 году работа была приостановлена. В 1813 г. Нювчимский завод приобрел дворянин Голохвастов, который уже владел Кажимскими заводами. До 1856 г. заводы меняли своих владельцев пока не перешли в руки дворянина Д. Е. Бернадаки, который произвел техническое переоснащение заводов и повысил производительность. К концу XIX в. заводами управляли наследники Д. Е. Бернадаки. После отмены крепостного права производительность завода значительно упала работа была приостановлена. В 1870 г. арендатором заводов стал купец Трофимов, который обновил заводскую технику и уже в 1896 г. на выставке в Нижнем Новгороде за литые изделия получили Боль-

шую серебряную медаль. Продукцию вывозили на продажу в Великий Устюг, Вологду и Архангельск.

В начале XX века была попытка организовать чугунно-плавильное производство в бассейне Верхней Печоры около д. Усть-Бердыш. В 1901 г. Лукьянов построил доменную печь, однако просуществовало производство только десять лет [1, 2, 6].

В начале XX века на Кажимском заводе была построена доменная печь и Нючпасский завод закрыли, а в 1927 г. был закрыт и Кажимский завод. Только Нювчимский завод продолжал работать и в 30-е годы были построены новые кузнечный и механический цеха, гидроэлектростанция. В 1993 г. он был преобразован в частное предприятие и фактически не работает.

### Литература

1. *Белобородов В.* Ухтинская нефть в печорском крае Архангельско-вологодского горного округа. Архангельск, 1907. С. 64.
2. *Бердицкий Н.* В Парму. Очерки северной части Чердынского уезда. Тино-литография губ. правления. Пермь, 1901. С. 126.
3. *Мацук М. А., Юшкин Н. П.* Истоки горнодобывающей и горно-металлургической промышленности России (горные промыслы в Коми-крае в XV—XIX вв.) // Известия вузов. Горный журнал. 2002. №3. С. 184—191.
4. История Коми. С древнейших времен до конца XX в. Т. 1. Коми книжное из-во. Сыктывкар, 2004. С. 703.
5. Устьсысольский уезд. Район Сысольского и южной части Устьсысольского лесничества // Труды экспедиции по исследованию земель Печорского края, Вологодской губернии. СПб.: Типография Ц. Крайз, 1909.
6. *Шувалов А. Н.* Белые ночи Печоры. Путеводитель. М.: Профиздат, 1991. С. 65.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ СУБСТРАТА ПАРАСЛАНЦЕВ ПАРИКВАСЬШОРСКОЙ СВИТЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

М. М. Афонькин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*m\_afonkin@rambler.ru*

Отложения Парикавсьшорской свиты развиты на водоразделе рек Б. Харбей — Мал. Ханмей на восточном склоне Полярного Урала в виде полосы шириной 10 км и протяжённостью до 30 км, расположенной в северо-западном направлении. Согласно данным [1] и личным наблюдениям парикавсьшорская свита подразделяется на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижние горизонты парикавсьшорской свиты сложены гнейсами: биотитовыми, двуслюдяными и двуслюдяными гранатсодержащими. В подчинённом количестве, в виде прослоев и пачек отмечаются амфиболиты, чаще всего слюдяные и гранатовые, амфиболо-слюдяные и мусковитовые, хлорит-слюдяно-гранатовые, а также кварцитовидные слюдяные гнейсы, иногда кварциты. Приблизительная мощность нижней толщ парикавсьшорской свиты около 300 м.

В средней части преобладают гранат-слюдяные, слюдяные и амфибол-слюдяные гнейсы, образующие разрез примерно 500 м.

Верхняя часть свиты мощностью 700 м сложена гнейсами и слагающими большую часть пачки глинозёмистыми парасланцами которые представлены различными разностями. Наиболее распространённые из них: слюдяно-гранатовые, слюдяно-гранат-ставролитовые, дистен-ставролитовые, гранат-дистен-ставролитовые, дистено-слюдяные и др.

Породы парикавсьшорской свиты метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в последствие подвергшиеся низкотемпературными процессами диафтореза. Вторичные изменения выражены развитием хлорита по биотиту и гранату, кристаллизации серицита в виде тонкочешуйчатого агрегата или кристаллизация его по ставролиту.

Разнообразие метаморфитов указывает на неоднородность первичного субстрата пород, который обычно характерен для осадочных отложений. В пользу первичного осадочного материала говорят и ряд геологических признаков — наличие слоистости, ритмичное переслаивание литологически разных парасланцев. В некоторых случаях можно предположить наличие градационной слоистости. Перечисленные особенности характерны для флишевых фаций.

Для проведения реконструкции первичного субстрата наиболее представительных пород париквасьшорской свиты использовалась методика А. Н. Неелова [2].

Как видно на диаграмме (см. рисунок) большинство точек находятся, в основном, в левой нижней и средней ее части, и в большинстве случаев диагностируются как осадочные породы. Спектр осадочных пород довольно широк и не однороден. Как выяснилось, парасланцы описываемой свиты имеют разнообразный первичный субстрат: песчаники, глины, алевро-

---

Петрохимическая диаграмма А. Н. Неелова. а —  $Al_2O_3/SiO_2$  ; b —  $Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO$ .

I — мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты, ультрасилициты: Ia — слабокарбонатные (слабожелезистые), Ib — карбонатистые (железистые), Iv — карбонатные (высокожелезистые — джеспилиты), Ig — песчаные карбонатолиты с кварцем, ультрасилицитовые карбонатолиты, кварцево-железистые породы — обогащенные джеспилиты), Id — песчанистые карбонатолиты, ультрасилицитистые карбонатолиты, Ie — карбонатолиты с примесью зерен кварца или слабокремнистые; II — олигомиктовые псаммитолиты, силициты; Pa — слабокарбонатистые (слабожелезистые), Pb — карбонатистые (железистые), Pv — карбонатные, карбонатно-железистые, Pg — песчаные карбонатолиты, Pd — песчанистые карбонатолиты, силицитистые карбонатолиты, Pe — карбонатолиты с примесью олигомиктового песчаного материала или слабокремнистые, полимиктовые псаммитолиты; III — кислые туффиты, субсилициты: Ша-1 — аркозы, субаркозы, Ша-2 — полимиктовые, Шб — граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава, Шв — карбонатные и карбонатно-железистые, Шг — песчаные карбонатолиты, Шд — песчанистые карбонатолиты, субсилицитовые карбонатолиты, Ше — карбонатолиты с примесью песчаного и туфового материала, алевролиты; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IVa — полимиктовые алевролиты, IVб — граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые алевролиты, IVв — карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммитолиты; IVг — алевритовые карбонатолиты, IVд — алевритистые карбонатолиты, IVе — карбонатолиты с примесью алевритового или глиноземистого псаммитового материала; V — Va — алевропелитовые аргиллиты; Vб — то же, карбонатистые, железистые, Vв — то же, карбонатные, Vг — мергели (малоглиноземистые), Vд — глинистые карбонатолиты (малоглиноземистые), Ve — карбонатолиты с примесью алевропелитового материала; VI — VIa — пелитовые аргиллиты, VIб — то же, карбонатистые, железистые; VIв — то же, карбонатные, VIг — мергели (умеренно глиноземистые), VIд — глинистые карбонатолиты (умеренно глиноземистые), VIе — карбонатолиты с примесью пелитового материала, субсиаллиты; VII — пиррофиллитовые, VIIa — иллитовые, гидрослюдистые и др., VIIб — карбонатистые железистые, VIIв — карбонатные, VIIг — мергели субсиаллитовые, VIIд — субсиаллитовые карбонатолиты, VIIе — карбонатолиты с примесью субсиаллитового материала; VIII — сиаллиты: VIIIa — слабокарбонатистые, слабожелезистые, VIIIб — карбонатистые, железистые, VIIIв — высокожелезистые, карбонатистые, VIIIг — ферросиаллиты, мергели сиаллитовые, VIIIд — сиаллитовые карбонатолиты, VIIIе — карбонатолиты с примесью сиаллитового материала; IX — латериты: IXa — слабожелезистые, IXб — железистые, IXв — высокожелезистые; IXг — ферролатериты; X — латерит-бокситы: Xa — слабожелезистые, Xб — железистые, Xв — высокожелезистые, Xг — ферролатерит-бокситы; XI — бокситы: XIa — слабожелезистые, XIб — железистые, XIв — высокожелезистые



литы, туфогенные породы. Гранат-амфибол-слюдистые сланцы и гнейсы с разными вариациями породообразующих минералов при реконструкции первичного состава оказались метаморфизованными песчаниками: полимиктовыми, граувакковыми, олигомиктовыми псаммитолитами, карбонатными силицитами. Другой литотип представлены глинистыми породами — гидрослюдистыми, иллитовыми, карбонатистыми, железистыми, пелитовыми аргиллитами, алевропелитовыми аргиллитами, пелитовыми аргиллитами, карбонатистыми железистыми и алевропелитовыми аргиллитами. При метаморфическом преобразовании данных осадочных пород кристаллизуется ставролит, гранат, дистен и слюды. Первичным субстратом для гнейсов париквасьшорской свиты служат алевролиты, полимиктовые алевролиты. Довольно значительное количество пород попадают в поле граувакковых алевролитов, пелит-алевролитовых аргиллитов, туффитов основного состава, глинозёмистых граувакк, карбонатных и железистых алевролитов. По петрографическим особенностям метаморфиты данного первичного субстрата относятся к различным по минеральному составу кристаллическим сланцам. Фигуративные точки составов амфиболитов расположены на диаграмме в поле магматитов основного состава.

Таким образом, диаграмма А. Н. Неелова позволяет достоверно выделить метаморфиты по первичному субстрату разного происхождения — магматогенного и осадочного. С помощью данной методики метаморфизованные осадочные породы разделяются по первичному субстрату на пелиты и псаммиты, более точная реконструкция требует использования дополнительных параметров.

### Литература

1. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М: Недра. 1997. 213 с.
2. Складов Е. В., Гладкочуб Д. П. и др. Интерпретация геохимических данных. Уч. пособие. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТОВ ШЕРЛОВОЙ ГОРЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Е. А. Баженова

СПбГУ, Санкт-Петербург

*EvgeniaBazhenova@yandex.ru*

Флюорит вследствие простой кристаллической структуры не поглощает селективно какие-либо элементы, а содержит различные примеси в зависимости от условий минералообразования. В настоящем исследовании изучался состав флюоритов из различных дифференциатов Шерловгорского рудного района, при этом особое внимание уделялось характеру распределения РЗЭ. Типоморфными признаками флюорита этой редкометальной провинции являются также содержания редких и рудообразующих элементов, таких как Th, U, Sn, W, Pb, Zn, Mn.

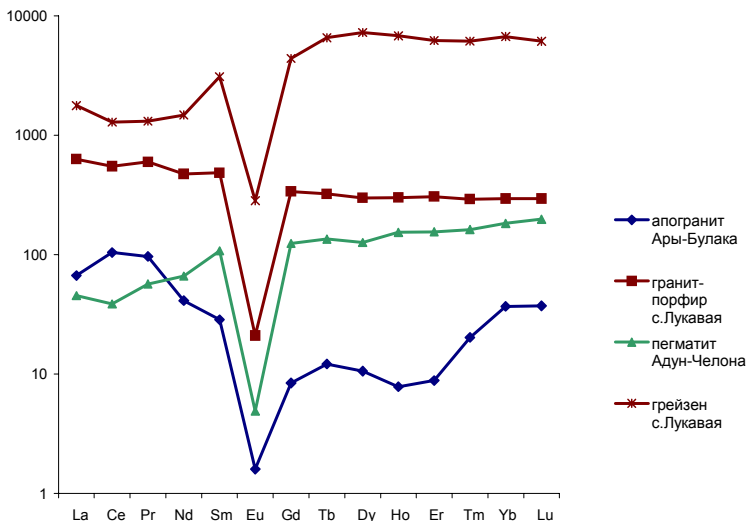
В районе присутствует разновозрастное оруденение: грейзеново-жильное оловянно-вольфрамовое (связанное с Шерловгорским гранитным массивом) и касситерит-силикатно-сульфидное, ассоциирующее с субвулканическими телами гранит-порфиоров.

Распределение РЗЭ во флюоритах Шерловгорского района неоднородно. Сумма РЗЭ варьирует от 127.18 г/т во флюорите из апогранита Ары-Булакского массива до 8396.93 г/т в образце из грейзена сопки Лукавой причем сумма РЗЭ коррелирует с содержанием Y (до 6315.59 г/т). Флюорит из грейзена сопки Большой характеризуется также повышенными концентрациями Th (68.37 г/т), Ti (24.16 г/т). Флюориты из гранит-порфиоров и из грейзенов сопки Лукавой составляют ряд дифференциатов, в котором сумма РЗЭ увеличивается от ранней генерации к поздней.

Флюорит из Ары-Булакского онгонита также, как и материнская порода (онгониты-эффузивные аналоги редкометальных гранитов, обогащенные литофильными элементами), характеризуется повышенными содержаниями Ta (22.92 г/т), W (11.99 г/т), Nb (47.37 г/т). Спектр распределения РЗЭ характеризуется наличием “тетрадов”, что придает распределению сходство с распределением РЗЭ во флюоритах Орловки [6].

Флюорит из пегматита Адун-Челонского массива также наряду с РЗЭ обогащен редкими элементами: Y (566.37 г/т), W (14.51 г/т), Th (20.04 г/т). Сумма РЗЭ в этих флюоритах меньше по сравнению с флюоритами Шерловгорского массива, так как породы Адун-Челонского массива относительно обеднены F, Rb [3].

Образцы из магматических пород (ШГ-63, ШГ-88) отличаются высокими La/Yb отношениями, в то время как в образцах из пегматитов и грейзенов La/Yb отношение меньше единицы (см. рисунок). Этот факт



Распределение РЗЭ во флюоритах из различных пород Шерловогорского района говорит о преимущественном накоплении тяжелых РЗЭ на стадии позднего рудообразования.

Была проведена корреляция элементного состава материнских пород и флюоритов. Наибольшими концентрациями РЗЭ и редких элементов характеризуются флюориты сопки Лукавой, к массиву которой приурочено богатое грейзеново-жильное оловянно-вольфрамовое оруденение с бериллом. Высокие концентрации редких элементов отмечаются также для флюоритов из субэффузивных аналогов редкометалльных гранитов-онгонитов.

#### Литература

1. Антитин В. С., Гайворонский Б. С., Сапожников В. П., Писарская В. А. Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье), ДАН СССР, 1980. Т. 253. № 1.
2. *Badanina et. al.* The behavior of rare earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia. Can. mineral. (in press).
3. Барсуков В. Л. и др. Редкоземельные элементы во флюоритах Хинганского оловянного месторождения как индикатор условий минералообразования. "Геохимия", № 2, 1987.
4. Василькова Н. Н., Гетманская Т. И. Флюорит грейзеново-вольфрамитовых месторождений Забайкалья. М.:ВИМС МГ СССР, 1980, с. 89—109. (Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья).
5. Вольфрамовые месторождения: Минералогия, геохимия, генезис. Проблемы комплексного использования. В 3 томах. Т. 1. Ч. 2. // Под ред. В. Ф. Барабанова. СПб: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 1996. 295 с.
6. Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов. Новосибирск: Наука, 1983.



# УЧЕБНЫЕ КОЛЛЕКЦИИ ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ РЕГИОНОВ РОССИИ: ТИМАН, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, ПОВОЛЖЬЕ

Т. В. Беспалова, Н. И. Борисова, И. А. Белалова  
МГГУ, Москва  
gme@hotmail.ru

Коллекционные камни — это образцы минералов и минеральных агрегатов, представляющие научный или учебный интерес, а также имеющие декоративно-художественную ценность [1].

Оформление геологического материала в коллекцию представляет собой сложную задачу, за решение которой принялись кафедра геологии и кафедра технологии художественной обработки материалов (ТХОМ) Московского государственного горного университета (МГГУ).

В МГГУ для направления 261000 - Технология художественной обработки материалов учебным планом [2] предусмотрены геологические дисциплины такие, как: кристаллография и минералогия, геология и петрография.

На втором курсе в рамках изучения дисциплины геология и петрография для проверки качества накопленных знаний и усвоения материала производится ряд заданий, в том числе и составление учебной коллекции минералов и горных пород одного из 20 регионов России, как курсового проекта.

Целью выполнения подобного задания является:

- закрепление изученного материала по комплексу геологических дисциплин, изучаемых студентами, через творческий поиск решения поставленной задачи;
- раскрытие индивидуальных способностей студентов в области технологии художественной обработки материалов.
- возможность использования наработанного студентами материала в дальнейшем учебном процессе.

Лучшие коллекции становятся образцами (экспонатами) геологического музея им. В. В. Ершова при МГГУ [3].

Этапы выполнения курсового проекта приведены в таблице.

<i>Этапы выполнения курсового проекта</i>	<i>Временной промежуток</i>
Подбор минерально-сырьевой базы по данному региону	1 неделя
Составление карты месторождений данного региона	2 недели
Эскизная разработка проекта коллекции	1 неделя
Выполнение коллекции	2 недели

Подбор минералов и горных пород производится на базе музея, где помимо экспонатов, находятся образцы для учебных целей. Сотрудники музея оказывают студентам помощь при выборе образцов, а также сообщают сведения по месторождению конкретного минерала или горной породы. На основании этих данных, а также изученной литературы составляется карта основных месторождений по данному региону, которая становится либо частью пояснительной записки к курсовому проекту, либо включается в общую композицию коллекции.

Предварительный эскиз коллекции выполняется от руки на бумаге формата А4 любыми изобразительными средствами и утверждается преподавательским коллективом кафедры ТХОМ после чего студент приступает к изготовлению коллекции.

После защиты курсового проекта на кафедре геологии, коллекции передаются в ведение геологического музея МГГУ.

На данный момент в экспозицию музея включены всего три учебные коллекции, охватывающие регионы России Кольский полуостров (коллекция 2004 г.), Поволжье (коллекция 2005 г.) и Тиман (коллекция 2006 г.), как обладающие наиболее высокой художественной ценностью.

В коллекцию минералов и горных пород Кольского полуострова собраны десять образцов. Данная работа представлена сочетанием различных материалов таких, как: ткань (вельвет), пластик, бумага и металл (нейзильбер), обработанный вручную на базе лаборатории “Ювелирное Дело” кафедры ТХОМ. Удачное композиционное и цветовое решение данной коллекции выделяет ее среди остальных экспонатов.

Коллекция региона Поволжье так же представлена десятью образцами. В общую композицию работы включена карта региона и информация по месторождению каждого образца. Эта коллекция отличается интересным дизайнерским подходом к решению вопроса транспортировки.

В коллекцию минералов и минеральных агрегатов Тимана объединены наиболее характерные образцы этого региона. При изготовлении коллекции использована смешанная техника оформления, показывающая как обработанную, так и природную поверхности камня. Обработка образца производилась средствами лаборатории “Камнерезное Дело” кафедры ТХОМ для выявления текстуры камня. Декоративные материалы такие, как пенопласт, майлар и бисер улучшают зрительное восприятие каждого образца и всей коллекции в целом.

Полагаем, что внедрение в учебный процесс художественного оформления геологического материала способствует не только закреплению полученных знаний и умений, но и повышению интереса к геологическим дисциплинам.

## Литература

1. *Киевленко Е. Я., Чупров В. И., Драмшева Е. Е.* Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 233 с., ил.
2. *Максименко Ю. М., Винников В. А.* Справочник для поступающих в Московский государственный горный университет. М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2006. 73 с.
3. *Герасименко В. Я., Дубровская Т. В., Корольков А. Е.* Приложение к лабораторному практикуму по курсам геологических дисциплин: кристаллографии, минералогии, петрографии, месторождения камнецветного сырья для студентов специальности 121200 (каталог геологического музея им. В. В. Ершова МГГУ). М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2002. 132 с.

# МИКРОПРИМЕСИ В ХОЛЕЛИТАХ

Е. В. Боровкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*borovkova@geo.komisc.ru*

---

Существуют ряд публикаций, посвященных роли некоторых микроэлементов в патогенезе желчнокаменной болезни [1—4]. В работе А. Ф. Греджева с соавторами (1970) дано содержание микроэлементов в крови и желчи, здоровых людей и людей, имеющих желчнокаменную болезнь. Они установили, что в цельной крови у больных с калькулезным холециститом содержание марганца, кремния, алюминия и меди больше, чем у здоровых людей. В желчи этих же больных по сравнению с контрольной группой количество обнаруженных микроэлементов, наоборот, уменьшается. При изучении состава камней было замечено, что концентрация марганца в 8-10 раз, а титана в 2 раза выше, чем в пузырной желчи. Так или иначе, повышение или понижение содержания микроэлементов в крови и желчи могут играть определенную роль в механизме образования желчных камней.

Состав элементов-примесей желчных камней изучался методом полуколичественного эмиссионного спектрального анализа на спектрографе ИСП 22. Дополнительно проводился рентгенофлуоресцентный анализ на анализаторе MESA-500W.

По данным спектрального анализа в составе 80 исследованных нами желчных камней холестеринового и смешанного состава было выявлено 24 элемента. Смешанными мы называем камни, которые могут содержать в себе помимо холестерина, примеси карбонатов и фосфата кальция, билирубин, галит. Во всех образцах были зафиксированы: кальций, алюминий, железо, магний, кремний, медь, цинк и титан. Такие примесные металлы как кобальт, никель, висмут, серебро и иттрий были обнаружены, только в камнях смешанного типа. Однако в холестериновых камнях перечисленные элементы, кроме того, и фосфор не были выделены. Содержание фосфора в смешанных камнях колебалось от 0.1 до 1 мас. %. Причем высокому содержанию фосфора соответствовало высокое содержание марганца и меди в этих же образцах.

Интересно отметить, что холелиты, извлеченные из одного и того же желчного пузыря, их еще называют множественными камнями, имеют различный элементный и минеральный состав, а также количественное содержание одних и тех же микроэлементов. В таблице представлены девять камней извлеченные из одного и того же желчного пузыря. Как видно из таблицы содержание таких элементов как: цирконий, хром, стронций и барий не испытывают каких-либо колебаний и отмечаются во всех образ-

**Содержание микроэлементов в камнях из одного желчного пузыря, мас. %**

Элемент	Номера образцов									
	33а	33б	33в	33г	33д	33е	33ж	33з	33и	33к
P	—	>1	—	—	0.15	—	—	0.42	0.15	—
Mn	0.00045	0.18	0.0008	0.00045	0.045	0.00045	0.0006	0.075	0.0015	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mo	0.00015	0.0002	—	—	0.0002	—	—	—	—	—
V	0.00045	0.00045	<0.00045	—	<0.00045	0.00045	<0.00045	0.00045	0.00045	—
Cu	0.0008	0.045	0.00045	0.0008	0.018	0.00045	0.0006	0.015	0.0024	—
Ag	—	<0.00001	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	0.0045	0.015	0.0045	0.0045	0.008	0.0045	0.0045	0.008	0.008	—
Ti	0.008	0.06	0.008	0.008	0.023	0.015	0.023	0.023	0.015	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	0.0015	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	—
Cr	<0.0008	<0.0008	<0.0008	0.0008	0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008	<0.0008	—
Sr	0.0008	0.0015	0.0008	0.0008	0.0008	<0.0008	0.0008	0.0008	0.0008	—
Ba	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0015	0.0024	0.0015	0.0015	—
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	<0.0045	0.0045	<0.0045	<0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	0.0045	<0.0045	—
Ca	0.00n	n	0.00n	0.0n	n	0.0n	0.0n	n	0.0n	—
Mg	0.00n	n	0.00n	0.00n	n	0.0n	0.0n	n	0.0n	—
Al	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.0n	0.00n	—
Fe	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	—
Si	0.00n	n	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	—

цах. Серебро было выделено только в одном образце с незначительным его содержанием менее 0.00001 мас. %. Фосфор присутствовал в четырех образцах с довольно высоким содержанием от 0.15 до 1 мас. %. Ему также сопутствовало высокое содержание меди и марганца, а также кальция и магния. При исследовании данных девяти камней под бинокулярной лупой было замечено, что они различаются только черным ядром, которое по данным микронзондового анализа представлено фосфатом кальция с соотношением  $Ca/P = 1.84$ . На электронно-микроскопических снимках хорошо прослеживалась его наноглобулярная структура.

Рентгенофлуоресцентным анализом было установлено, что в четырех из исследованных нами образцов, зафиксированы следующие макроэлементы: кальций, сера, калий и хлор.

Таким образом, изучение микропримесей в холелитах позволило выявить различия в содержании элементов в камнях разного состава. Причем камни, извлеченные из одного и того же желчного пузыря, имеют различный элементный и минеральный состав, а также количественное содержание одних и тех же макроэлементов.

*Работа выполнена при поддержке НИИ 5191.2006.5, гранта РФФИ № 06-05-64755.*

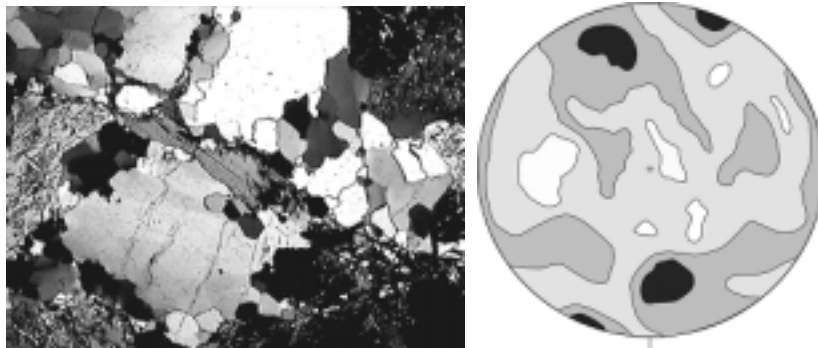
### Литература

1. *Галеев М. А., Тимербулатов В. М.* Желчнокаменная болезнь и холецистит. Уфа: БГМУ. 1997. С. 219.
2. *Греджев А. Ф., Беловолов А. В., Сорока В. Р.* Микроэлементы и процессы камнеобразования в желчных путях человека. Клиническая хирургия. 1970. С. 8—11.
3. *Маркина Т. Д., Макаренко А. Б.* Роль некоторых микроэлементов в патогенезе желчнокаменной болезни // Труды Крымского медицинского института. 1978. Т. 76. С. 50—52.
4. *Ревуцкий Б. И.* Электролиты и микроэлементы крови и желчи у больных хроническими заболеваниями печени и желчевыводящих путей // Врачебное дело, 1977. № 9. С. 81—86.

# МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ГРАНИТОИДОВ МУХАРЕВСКОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

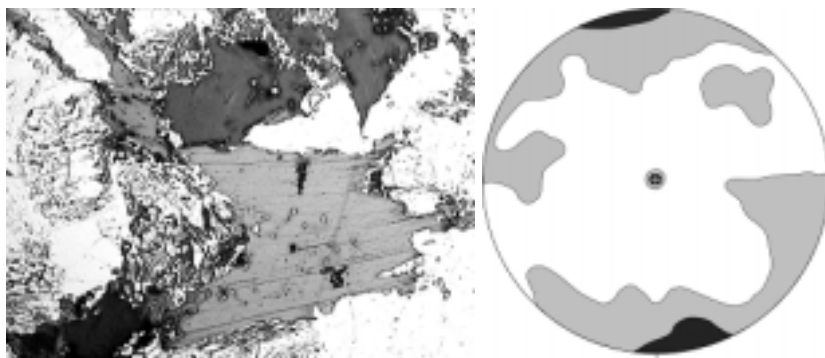
О. Г. Бубнова  
КНУ, Киев, Украина  
*matvey@univ.kiev.ua*

Объектом исследования являются гранитоиды Мухаревского массива, расположенного на юг от г. Корец Ровенской области Украины. Среди породобразующих минералов ключевое место в определении генезиса породы занимает плагиоклаз. Он образует зерна двух генераций и характеризуется зональным строением. Калишпат представлен первично несдвоенным высоким микроклином, который по мере остывания массива постепенно переходит в более упорядоченную разновидность. Плагиоклаз немного преобладает над калишпатом. Кварц образует гранобластовые скопления. Исследование ориентации оптических осей кварца на универсальном столике обнаружило остаточные максимумы S-тектонита (рис. 1). Оптические оси контактирующих субзерен часто ориентируются во взаимоперпендикулярных направлениях (как в японских двойниках). По литературным данным [2] появление таких двойников свидетельствует о температурах статической рекристаллизации выше 400 °С. Исследование ориентации полюсов спайности крупных пакетов биотита на универсальном столике выявило существование минимум двух взаимоперпендикулярных направлений ориентации зерен. Один из полюсов ориентируется перпендикулярно максимумам S-тектонита, другой совпадает с ними



**Рис. 1.** Гранулобластический кварц мухаревских гранитов: фото шлифа, анализатор введен, размер кадра 2х2.7мм (слева); диаграмма ориентации оптических осей кварца

(рис. 2). Такая ориентация полюсов спайности возможна при преференциальной кристаллизации пластинок слюды в направлениях  $Y$  и  $R'$  [3]. Кроме рассмотренных минералов в породе присутствуют апатит, циркон, сфен, флюорит, эпидот, мусковит, хлорит, серицит, глинистые и рудные минералы.



**Рис. 2.** Характер выделения биотита в гранитах: фото шлифа, без анализатора, размер кадра 2х2.7 мм (слева); диаграмма ориентации оптических осей биотита

Исходя из результатов исследований создана модель формирования гранитоидов Мухаревского массива. На первом этапе кристаллизации в расплаве образовались глубинные слабозональные порфировые вкрапления плагиоклаза. При снижении температуры началась кристаллизация высокотемпературного микроклина или ортоклаза, который также имел тенденцию к образованию мегакристов. На заключительном этапе становления интрузии за счет кристаллизации кварца возникает гранитовая порфировидная структура. Возраст образования этой структуры фиксируется возрастом образования циркона и составляет 1965 млн лет [4]. Затем происходила хрупкопластичная деформация пород с проникновением по образованной сетке межзерновых трещин флюидов, которые на фоне рекристаллизации кварца и дробления полевых шпатов формировали импрегнационную минерализацию с незначительной метасоматической переработкой матричных минералов. Появление на этом этапе сфена, эпидота, апатита и флюорита связано с инфильтрацией фторидно-углекислотных флюидов при РТ условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Взаимодействие флюидов с полевошпатовой матрицей породы приводило к эпидотизации и раскислению плагиоклаза, альбитизации микроклина и его упорядочению, антипертитизации плагиоклаза, перекристаллизации и рекристаллизации кварца и биотита. Окончание этого этапа — 1540 млн лет (Коваленко Н. К., 1978). Следующий катаклиз породы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма привел к выполнению трещин хлорит-серицит-кварцевой ассоциацией с пелитизацией полевых



шпатов и хлоритизацией биотита. Возраст этого этапа тектонической переработки пород составляет 1400 млн лет (К-Аг метод по биотиту [1]).

Выводы: формирование минерального состава и структурно-текстурных особенностей породы происходило в несколько этапов на протяжении 565 млн лет. На минеральный состав и строение породы активно влияли тектонические и метасоматические процессы. Режим преобразования гранитов носил пульсационный характер на фоне общего понижения температуры с образованием на каждом этапе тектонической активизации минерального парагенезиса, отвечающего эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма.

### Литература

1. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др. К.: Наук. думка, 1978. 224 с.
2. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Издат. Объед. "Вища школа", 1973. 360 с.
3. *Passchier C. W., Trouw R. A. J. Microtectonics / Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 1996. 290 p.*
4. Щербак І. Б. Петрологія Українського щита. Львів: ЗУКЦ, 2005. 366 с.

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ

М. Н. Буравская<sup>1</sup>, Ю. В. Братушак<sup>1</sup>, А. Б. Донцов<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>СыктГУ, Сыктывкар

*buravskaya@geo.komisc.ru, bratushchak@geo.komisc.ru, dozent\_1@mail.ru*

Материалом для работы послужили предварительные результаты полевых работ, проведенных в августе 2006 г. в береговых обнажениях среднего течения р. Вычегды на участке между селами Мыелдино и Шерьяг, а также на болоте урочища Ыбанюр (Усть-Куломский район) (рис. 1). Были заложены 22 расчистки и пробурена скважина. Детальное фациальное изучение аллювиальных осадков проводилось в более нижних участках реки, то об изучении на данном участке сказать нельзя. Поэтому их исследование представляется весьма актуальным, и дадут более полную картину о распространении четвертичных осадков в долине реки Вычегда [1]. В данной работе приводятся пять наиболее полных разрезов (рис. 2).

Цель наших исследований заключалась в установлении фациальной принадлежности отложений и последующих их расчленении и корреляции. Задачи состояли в изучении строения и состава осадков.

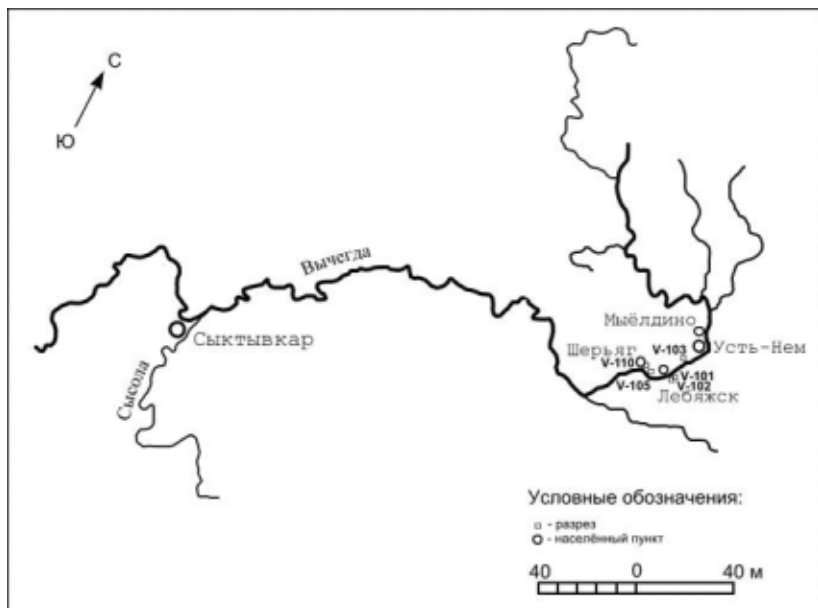
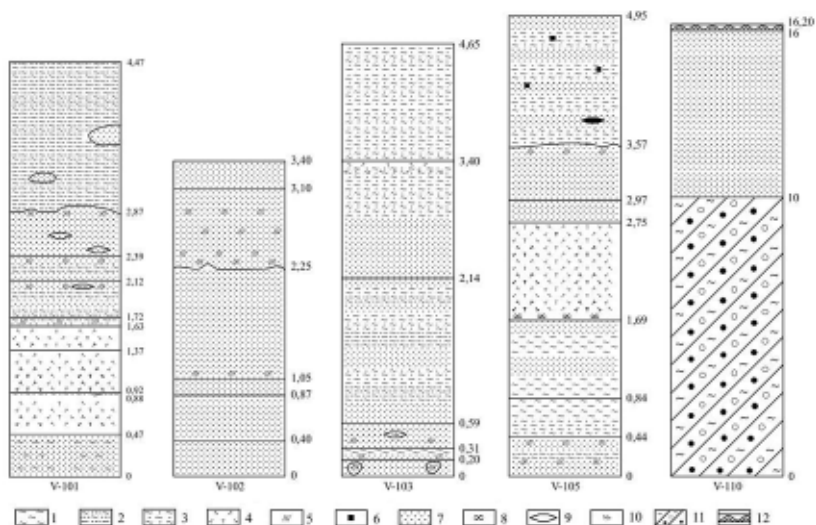


Рис. 1. Обзорная карта района работ



**Рис. 2.** Литологические колонки четвертичных отложений среднего течения р. Вычегды.

1 — глина, 2 — суглинок, 3 — супесь, 4 — песок, 5 — ожелезнение, 6 — каменный уголь, 7 — торф, 8 — сапропель, 9 — линза, 10 — омарганцевание, 11 — морена, 12 — ПРС, 13 — растительный детрит, 14 — остатки древесины, 15 — номер слоя

Были выделены аллювиальный, гляциальный, флювиогляциальный и лимногляциальный генетические типы четвертичных отложений.

Наибольшее распространение в долине реки имеют осадки аллювиального происхождения, среди которых были выделены три фации аллювия: русловая, пойменная и старичная.

*Русловой* аллювий (рис. 2, V-101: слой I; V-103: слой I, рис. 3) состоит из разнозернистых песков, преимущественно крупно-среднезернистых светло-серого цвета, в основном хорошо сортированных. Иногда наблюдается интенсивное ожелезнение в виде пятен бурого цвета (рис. 2, V-103: слой I). Отмечаются включения растительного детрита (рис. 2, V-101: слой I). В толще руслового аллювия встречаются алевритовые прослои синевато-серого или тёмно-серого цветов. Эти отложения представляют собой заиживание на поверхности отмелей во время межени.

*Пойменный* аллювий (рис. 2, V-101: слои VI, VII, VIII, IX, X; V-103: слои II, III, IV, V, VI; V-105: слои V, VI, VII, рис. 4) перекрывает фацию руслового аллювия и представлен переслаиванием мелкозернистых светло-серых песков с супесью серого цвета или с серой пластичной глиной (рис. 2, V-103: II). Контакт песка с супесью, как правило, ожелезнён. Песок не содержит включения крупнообломочного материала, но часто встречаются корни растений. В верхней части разреза пойменного аллювия за-



**Рис. 3.** Фация руслового аллювия



**Рис. 4.** Фация пойменного аллювия

легает суглинок коричневого цвета с беспорядочными пятнами и прослоями мелкозернистого светло-серого песка. Отложения поймы имеют горизонтально-волнистую, реже горизонтальную слоистость, обусловленную, вероятно, изменением гранулометрического состава. Наблюдаются линзы и пятна омарганцевания (рис. 2, V-103: II). Часто пески ожелезнены, что придаёт отложениям пойменного аллювия буроватую окраску.

*Старичный* аллювий (рис. 2, V-101: слои II, III, IV, V; V-105: слой IV, рис. 4) имеет промежуточное положение, залегая в виде линз между русловыми и пойменными отложениями. Осадки представлены торфом разной степени разложения коричневого цвета. Встречаются

многочисленные остатки растительности. В разрезах наблюдаются линзы песка с суглинком. Вероятно, этот материал приносился в старицу при сильном половодье.

Озерно-болотные отложения были вскрыты в болоте урочища Ыбаниюр, окруженном останцами флювиогляциального происхождения. Они представлены торфом хорошо разложившимся черным, переходящим в торф с более низкой степенью разложения коричневого цвета с большим содержанием растительных остатков. Мощность осадков достигает 7 м. Седиментация данных отложений происходила в озерах, образованных в понижениях рельефа при отступании ледника.

Гляциальные образования, предположительно вычегодского возраста (рис. 2; обн. V-110), представлены темно-серым валунным суглинком. Отложения плотные, с оскольчатой отдельностью. Валунны содержатся в большом количестве, характеризуются низкой окатанностью и ожелезнением на контакте с суглинком. Отложения слабо сортированы. В петрографическом спектре присутствуют обломки магматических и метаморфичес-



*Рис. 5.* Фация старичного аллювия

незернистым песком белого цвета. Зандровые отложения сложены преимущественно песками. Тогда как, в составе озов и камов преобладает более грубый материал. Установленные особенности данных флювиогляциальных осадков позволили сделать вывод о том, что они относятся к зандровому типу.

Таким образом, изучение строения и состава четвертичных образований в среднем течении р. Вычегды позволило выделить и охарактеризовать их различные генетические типы.

#### Литература

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.

ких пород. Мощность морены достигает 15 м.

С ледниками, перекрывающими эту территорию в среднем плейстоцене, связаны широко распространенные флювиогляциальные отложения, слагающие озы, камы и зандры. В береговых обнажениях нами были изучены флювиогляциальные осадки в обн V-102 и V-110 (слой 2) (рис. 2), представленные песком среднекрупнозернистым неслоистым светло-коричневым, переходящим вверх по разрезу в песок мелко-среднезернистый сильноожеженный. Как правило, разрез венчает подзолистый слой, сложенный хорошо промытым мелко-сред-

# СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КАШПИРСКИХ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ

Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Burdelnaya@geo.komisc.ru, boushnev@geo.komisc.ru*

Комплексный анализ состава органического вещества (ОВ) (исследование состава битумоида и керогена) таких высокоуглеродистых отложений как горючие сланцы позволяют наиболее точно оценить причины повышенного накопления органического углерода в осадочных отложениях. Кашпирское месторождение горючих сланцев, расположенное в Поволжье, занимает обширную территорию верхнеюрских осадочных отложений, обогащенных органическим веществом. В связи с резкими скачками в концентрации органического углерода при переслаивании пород в разрезах сланценой толщи исследование состава ОВ даст необходимые представления об условиях формирования высокоуглеродистых сланценосных отложений.

Для исследования были взяты образцы с различной выборкой концентрации органического углерода в породе ( $C_{\text{орг}}$  изменяется от 0.85 до 37.3 %). Образцы отобраны из естественного разреза в обрыве у безымянного ручья, правого притока р. Волги в окрестностях г. Сызрань. В разрезе сланценой толщи наблюдается переслаивание горючих сланцев, глинистых горючих сланцев, керогеновых глин и глин карбонатных серого, темно-серого и коричневого цвета. Анализ углеводородной фракции, полученной после предварительного фракционирования хлороформенного битумоида, проводился методом газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии, ароматической фракции — методом хромато-масс-спектрометрии. Нерастворимый остаток (кероген), асфальтены исследовались методом пиролитической газовой хроматографии. Детальный анализ состава *off-line* продуктов пироллиза керогена проводился методом хромато-масс-спектрометрии.

По данным газовой хроматографии свободной углеводородной фракции битумоида распределение *n*-и изо-алканов имеет четкую бимодальную структуру с максимумами при *n*- $C_{16}$ ,  $C_{17}$  и *n*- $C_{29}$ ,  $C_{31}$ . Вклад последних несколько ниже, чем в ранее изученных образцах Сысольской сланценой толщи [1], что свидетельствует о менее выраженном привносе гумусовой составляющей в состав ОВ кашпирских отложений. Область повышенных концентраций  $C_{15}$  —  $C_{17}$  *n*-алканов характеризует участие морского фитопланктона в формировании ОВ исследуемых осадочных пород. Последнее сопоставляется с преобладанием  $\alpha\alpha\alpha$  холестана ( $C_{27}$ ) среди полициклических углеводородов ряда стерана. Хромато-масс-спектрометрический анализ ароматической фракции битумоидов горючих сланцев показал наличие высоких концентраций

изорениератана и его низко- и высокомолекулярных изомеров (производных изорениератана), свидетельствующих об аноксических условиях в процессе седиментогенеза и раннего диагенеза осадков [2].

Кероген углеродистых отложений  $J_3v_2$  Кашпирского месторождения, согласно данным элементного анализа, преимущественно относится к типу II-S. Присутствие керогена III типа зафиксировано только в серой глине. Основной отличительной чертой керогена типа II-S от других является обогащенность данного керогена атомами серы ( $S/C > 0.04$  [3]) при значенных отношении Н/С, характерных для керогена II типа.

Состав низкомолекулярных компонентов пиролизатов в целом однороден и представлен алкилзамещенными тиофенами, бензолами, фенолами, а также *n*-алканами и *n*-алкенами-1. Отношение тиофены/бензолы линейно возрастает с ростом содержания органического углерода в породе ( $R^2$  равно 0.85), что указывает на рост концентраций структур — предшественников короткоцепочечных тиофенов в структуре исследуемой выборки керогенов. Также наблюдается рост так называемого тиофенового индекса (TR — отношение 2,3-диметилтиофена к сумме *n*-нонена-1 и 1,2-диметилбензола), предложенного ранее [4] для экспресс оценки содержания органически связанной серы в структуре керогена. Величины измененного нами тиофенового индекса свидетельствуют о возрастании отношения S/C керогена от 0.012 до 0.081. Отсюда следует, что рост концентрации органического углерода сопровождается увеличением влияния процесса раннедиагенетического осернения органического вещества.

Распределение продуктов пиролиза асфальтенов, полученных путем *on-line* пиролиза, очень похоже на распределение продуктов пиролиза керогена анализируемых образцов (с содержанием  $C_{орг} = 37.3$  и 36 %), что указывает на возможность использования асфальтенов для экспресс оценки степени осернённости керогена углеродистых толщ.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-65018.*

### Литература

1. Бушнев Д. А., Льюров С. В. Органическая геохимия юрских отложений Сысольского сланценосного района (республика Коми) // Геохимия, 2002. № 2. С. 220—227.
2. Summons R. E., Powell T. G. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: biological markers for the green sulphur bacteria // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987. Vol. 51. Pp. 557—566.
3. Orr W. L. Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils // In : Leythausen, D., Rullkotter, J. (Eds). Advances in Organic Geochemistry 1985. Pergamon Press, Oxford (Org. Geochem. , 1986. Vol. 10. Pp. 499—516).
4. Eglinton T. I., Sinninghe Damstee J. S., Kohnen M. E. L., de Leeuw J. W. Rapid estimation of the organic sulphur content of kerogens, coals and asphaltenes by pyrolysis-gas chromatography // Fuel, 1990. No. 69. Pp. 1394—1404.

# ПИРОЛИТИЧЕСКАЯ ГАЗОВАЯ ХРОМАТОГРАФИЯ КЕРОГЕНА

Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

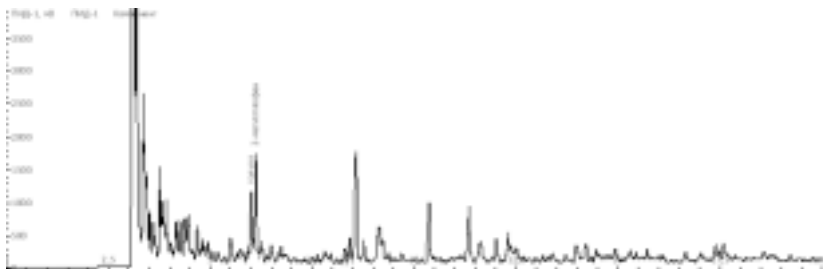
*boushnev@komisc.ru, burdelnaya@komisc.ru*

---

Пиролиз — это один из основных методов изучения структуры керогена. Суть процесса состоит в том, что при повышении температуры до нескольких сотен градусов происходит разложение керогена на низкомолекулярные продукты, состав и выход которых определяются строением геополимера. Анализ продуктов пиролиза керогена обычно проводится методами газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии.

Для выполнения пиролиза керогена мы обычно используем метод сухого пиролиза в режиме *off-line*. В этом случае навеска керогена помещается в кварцевую лодочку и нагревается в кварцевом реакторе в потоке азота. Продукты улавливаются хлороформом при 0 °С, после чего подвергаются анализу методами хромато-масс-спектрометрии [1]. Фракционирование пиролизата с последующим анализом узких фракций позволяет извлекать максимум информации из пиролизата керогена [2]. Недостатком такого способа проведения пиролиза керогена является большие затраты времени на сам пиролиз, фракционирование его продуктов и непосредственное выполнение анализа фракций. Между тем, исходя из нашего опыта, представляется возможным производить отбор наиболее представительных образцов керогена исходя из состава только низкомолекулярных продуктов его пиролиза. Для выполнения *on-line* анализа низкомолекулярных продуктов пиролиза керогена Институтом геологии Коми НЦ УрО РАН на средства РФФИ был закуплен газовый хроматограф “Кристалл-2000М”, оснащенный пиролитической приставкой.

Проведение пиролитического анализа серии образцов керогена, выделенного из углеродистых пород разреза Кашпирского месторождения горючих сланцев позволило установить вполне хорошую корреляцию получаемых данных с ранее полученными методом *off-line* данными. Так, от-



Участок хроматограммы продуктов пиролиза керогена горючего сланца КШ-1/10-03



ношение 2-метилтиофен/толуол, измеренное в продуктах пиролиза разными методами показало наличие хорошей корреляции ( $R^2=0.99$ ,  $n=5$ ).

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 05-05-65018-а и 05-05-67019-б.*

### **Литература**

1. Бушнев Д. А. Продукты пиролиза керогена верхнеюрской толщи Сысольского сланцевого района // Литология и полезные ископаемые, 2001, № 1. С. 96—101.

2. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Сероорганические соединения верхнеюрской сланцевой толщи Сысольского района // Нефтехимия, 2003. Т. 43, № 4. С. 256—265.

# ПОИСК НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Е. В. Васенев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

---

Большинство известных на сегодняшний день месторождений нефти и газа приурочено к антиклинальным структурам, что может быть связано с относительной простотой их выявления по сравнению с неантиклинальными. За многие десятилетия проведения поисково-разведочных работ было выявлено и разведано огромное количество положительных структур, но их количество, не может быть бесконечным. В свою очередь, неантиклинальные ловушки углеводородов вполне могут обеспечить прирост запасов углеводородного (УВ) сырья Тимано-Печорской НГП. В качестве примера могут служить следующие цифры: в Советском Союзе в шестидесятые годы объем нефти, добываемой из неантиклинальных ловушек, составлял около 6 % от общей добычи, причем все эти залежи были открыты случайно, при разведке сводовых залежей. В то же время в США добыча нефти из неантиклинальных ловушек составляла более 30 %, при этом по отдельным провинциям процент добычи из неантиклинальных ловушек колебался от 17 до 100 % от общей добычи [1]. Эти цифры наглядно свидетельствуют о возможности увеличения добычи за счет ввода в разведку и эксплуатацию неантиклинальных залежей УВ.

По классификации, предложенной О. К. Баженовой [2], ловушки, содержащие нефть и газ, подразделяются по генетическому признаку на два основных типа: первый — тектонический, второй — седиментационно-стратиграфический. Залежи первого типа в этой классификации обусловлены тектонической (структурной) формой ловушки, у залежей второго типа главным являются литологический, стратиграфический и другие факторы. Первый тип, в свою очередь, подразделяется на антиклинальный, синклинальный, моноклинальный и блоковый подтипы и десять классов. Второй тип составляют подтипы: выступы и линзы, которые представлены пятью классами.

Исторически так сложилось, что исследователи чаще изначально нацеливались на поиск антиклинальных ловушек, которые относятся к первому типу приведенной выше классификации. Возможно, это повлекло за собой то, что большее развитие получили геофизические методы поисков месторождений нефти и газа, а именно сейсморазведка, которая наилучшим образом способствует выявлению ловушек в таких структурных формах. С момента первого опробования и на протяжении всего существования этого метода сейсморазведка претерпевала постоянные усовершен-

ствования и усложнения методики и техники сейсморазведочных работ и обработки полученных материалов. Результатом этого было повышение надежности и достоверности данных, увеличение глубинности исследований и точности структурных построений. В 60—70 гг. с началом применения в сейсморазведке метода общей глубинной точки при многократном перекрытии коэффициент подтверждения бурением выявленных локальных структур вырос до 85—90 %, а при однократном перекрытии он составлял 70—75 % [3].

Наряду с усовершенствованием методов, наилучшим образом подходящих для поиска и разведки антиклинальных ловушек, стало возможным попутно выявлять и неантиклинальные. Например, погребенные рифовые карбонатные тела на временных сейсмических разрезах стало возможным выявлять путём последовательного прослеживания отражающих горизонтов. Характерным признаком, указывающим на их присутствие в разрезе, является характер налегания вышележащих отражающих горизонтов, а также то, что зачастую нельзя было проследить отражающие горизонты от центральной части постройки [4]. В последнее время для построения наиболее точной модели, а также выяснения генезиса отложений, петрофизических характеристик нефтеперспективных пород на продольных и поперечных волнах и определения их нефтеперспективности стали использовать трехмерную сейсморазведку [5, 6]. В свою очередь, зоны эрозионного среза, песчаные тела либо области фациального замещения, в которых вполне могут сформироваться залежи нефти и газа, труднее выявить непосредственно по сейсмическим данным, здесь может прийти на помощь комплексное использование геофизических и геологических данных. В конце семидесятых годов прошлого столетия Дж. Б. Сангри и Дж. М. Уидмайер, основываясь на использовании специальных методов интерпретации сейсмических отражений, предложили прогнозировать по сейсмическим данным фациальную принадлежность терригенных отложений. Этот подход они назвали “сейсмофациальным анализом” [7]. В зависимости от глубины моря в момент накопления этих отложений они выделили три основных зоны осадконакопления: 1) зону шельфа, 2) окраины шельфа и латерально наращиваемого склона, 3) склона и дна бассейна. Далее они охарактеризовали формы отражений, которые давали на временных сейсмических разрезах терригенные отложения каждой из этих зон. Таким образом, стало возможным проведение палеогеоморфологического анализа, наряду с определением благоприятных структур и отложений для формирования залежи УВ в районе проведения исследований.

В тоже время признавалось, что песчаные тела представляются наиболее трудно картируемыми элементами разреза сейсморазведкой МОВ. Причиной этому может служить то, что поверхности, ограничивающие песчаное тело, обычно не являются согласными с другими близлежащи-

ми границами раздела. Следовательно, отраженный сигнал от таких поверхностей не будет подчеркнут суммированием и усилением сигналов от параллельных поверхностей. Именно это и затрудняет установление контуров самого тела. Вместе с этим, скорости распространения сейсмических волн в песчаных телах слабо отличаются от скоростных характеристик глинистых отложений. Перечисленные факторы значительно осложняют работу геофизиков и геологов при выявлении залежей в литологически экранированных песчаных линзах, погребенных русловых песчаниках и турбидитных отложениях [8].

В том случае, когда формирование залежи может быть связано с латеральным замещением литологического состава, когда проницаемые отложения замещаются непроницаемыми, сейсморазведка также не может предоставить прямых признаков о наличии непроницаемого барьера. В этом случае одним из косвенных признаков, по которому возможно выделение фациальной границы на сейсмическом разрезе может являться прекращение прослеживаемости волн [8].

Как видно из приведенных примеров, одна сейсморазведка, в силу тех или иных причин, не всегда может предоставить геологам достаточно информации для изучения скрытых от нашего глаза отложений и выявления неантиклинальных ловушек в частности. Более информативным, как и всегда, является комплексное использование сейсморазведки, комплекса ГИС и исследований кернового материала скважин. Что касается различных видов каротажа скважин, то очевидно, что за многие десятилетия использования эта методика исследования скважин претерпела значительные усовершенствования и на сегодняшнее время повсеместно используется. По комплексу ГИС исследователи определяют литологический состав пересеченных скважиной пород, выполняют детальное геологическое расчленение разреза и осуществляют зональную и региональную корреляцию отдельных его подразделений, для чего используют наиболее доступные методы — стандартный электрокаротаж и гамма-каротаж. Впервые эти методы для диагностики и прослеживания различных по генезису песчаных коллекторов были применены американским исследователем Р. Г. Нанцом в 1954 г. [9]. В литературе также говорится и о возможности формационного анализа по данным ГИС, что становится возможным благодаря литофациальному расчленению разреза, выявлению характерных парагенезов литотипов, определению структуры, текстуры пород цикличности и других показателей, характеризующих условия осадконакопления [9].

Перечисленные выше методические приемы, несомненно, облегчают сегодня работу геологов-нефтянников. При этом хотелось бы отметить, что из ряда методов, которыми пользуются во время поисков залежей УВ, превращение какого-нибудь одного в панацею, разрешающую все проблемы одним махом, не представляется целесообразным. Конечно, все

они постоянно становятся совершеннее, более информативными и наглядными, тем более после обработки первичных материалов с помощью современного программного обеспечения на компьютерах, но в тоже время остаются и нерешенные проблемы, как, например, разрешающая способность сейсморазведки. Как известно, наиболее продуктивно и больше отдачи от комплексного использования методов, а в отношении поиска неантиклинальных ловушек, являющихся более сложными для выявления методами, которые привычны при поисках антиклинальных ловушек, тем более. Здесь необходим более тщательный палеогеоморфологический анализ, а, следовательно, использование сейсморазведки, геохимических методов, комплекса ГИС наряду с исследованием каменного материала, будь то выходы пород на дневную поверхность или ядерный материал, что позволит с большей точностью составлять литофациальные карты, выяснять условия залегания отложений и прогнозировать их нефтеносность.

### Литература

1. Гостинцев К. К., Гроссгейм В. А. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. Л.: Недра, 1969. 364 с.
2. Геология и геохимия нефти и газа / О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин; Под. ред. Б. А. Соколова. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
3. Богданов А. И. Сейсморазведка методом отраженных волн. М., 1982. 280 с.
4. Бабб Дж. Н., Хетлелид В. Г. Выделение карбонатных построек по сейсмическим данным. // Сейсмическая стратиграфия, часть 1. М.: Мир, 1982. С. 326—358.
5. Опыт изучения рифовых структур сейсморазведкой в Пермском Приуралье. Килейко Е. С., Неганов В. М. Путянина Е. В., Лукьянов Р. Ф. // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 76—77.
6. Тарасов П. П., Школьник С. А., Карлюк Т. А. Модели строения рифогенных построек верхнедевонского возраста в пределах Нерицкой и Ижемской ступеней по данным сейсморазведки 3D // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 166—168.
7. Сангри Дж. Б., Уидмайер Дж. М. Интерпретация терригенных осадочных фаций по данным сейсморазведки // Сейсмическая стратиграфия, часть 1. М.: Мир, 1982. С. 288—326.
8. Добрин М. Б. Поиск стратиграфических ловушек при помощи сейсморазведки // Сейсмическая стратиграфия, часть 2. М.: Мир, 1982. С. 358—598.
9. Литологическая интерпретация геофизических материалов при поисках нефти и газа / В. А. Бабадаглы, Т. С. Изотова, И. В. Карпенко, Е. В. Кучерук. М.: Недра, 1988. 256 с.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ЭКЛОГИТОВ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАНЫМ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

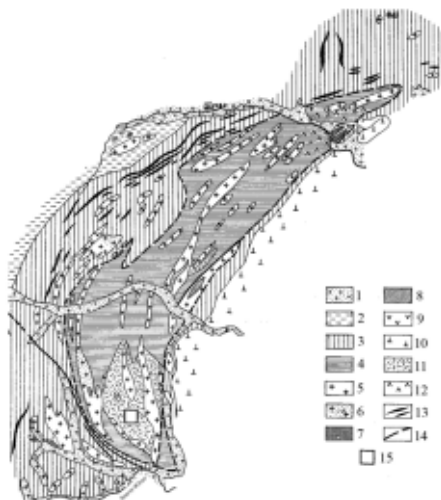
А. Н. Вшивцев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*alsoft@list.ru*

В настоящее время среди метаморфических образований особый интерес представляют высокобарические метаморфические комплексы, которые можно использовать в качестве геодинамических индикаторов пограничной области палеоконтинент—палеоокеан. Особое внимание исследователей в составе метаморфических комплексов привлекают эклогиты, генезис которых не всегда ясен. Примером развития разнообразных эклогитов является марункеуский комплекс на Полярном Урале.

Марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс представляет собой тектонический блок (рис. 1) и расположен в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала в Центрально-Уральской мегазоне восточного крыла северной части Харбейского антиклинория. Блок расположен к западу от Главного Уральского надвига, фиксируемого с юга на север офиолитами Сьумкеу. Породы блока не имеют контактов с офиолитами, они отделены друг от друга узкой полосой отложе-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Марункеуского блока [7].

1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские отложения; 3 — няровейская серия — кварц-графитовые, кварц-серицитовые, амфибол-хлоритовые сланцы, конгломераты, серицит-хлоритовые сланцы с прослоями кварцитов, песчаников и мраморов, кварц-серицит-хлоритовые тонкополосчатые сланцы с прослоями эффузивов; 4 — марункеуский комплекс — переслаивание амфиболитов (гранатовых, альбитовых, слюдистых, слюдисто-хлоритовых) с гнейсами, гранитогнейсами и эклогитами; 5 — граниты, плагииграниты, гнейсограниты; 6 — гранитоиды с флюоритом; 7 — фельзит-порфиры; 8 — диориты; 9 — габбро, габбродиабазы и диабазы; 10 — сьумкеуский дунит-гарцбургитовый комплекс; 11 — районы распространения эклогитов; 12 — породы с глаукофаном; 13 — кварц-графитовые сланцы; 14 — зоны нарушений; 15 — район Слюдяной Горки

ний няровейской серии среднего-верхнего рифея. Эклогитсодержащие породы выделяются в основании харбейского комплекса в ранге марункеуской свиты [5]. Марункеуский блок состоит из различных по составу и генезису пород высоких ступеней метаморфизма: эклогиты, гранатовые амфиболиты, гнейсы, двуслюдяные сланцы. В пределах блока широко распространены разнообразные по составу бластомилониты и мигматиты, несущие следы многофазной гранитизации и метасоматоза.

В ходе полевых исследований 2004—2005 гг. были изучены коренные выходы толщ метаморфитов, в частности эклогитов, по ручьям Нярошор, Маруншор, Нягарнеошор и в районе Слюдяной Горки.

По петрохимической классификации эклогиты относятся к субщелочным габброидам, габброноритам и троктолитам; из вулканогенной серии аналогами являются толеитовые базальты и долериты, а также известково-щелочные базальты [1, 2].

Метаморфиты характеризуются заметными вариациями содержаний  $\text{SiO}_2$  (45.8—56.49 %). Разброс порядка 10 % содержаний  $\text{SiO}_2$  в породах может быть объяснен последующими их преобразованиями при метаморфизме, гранитизации и метасоматозе.

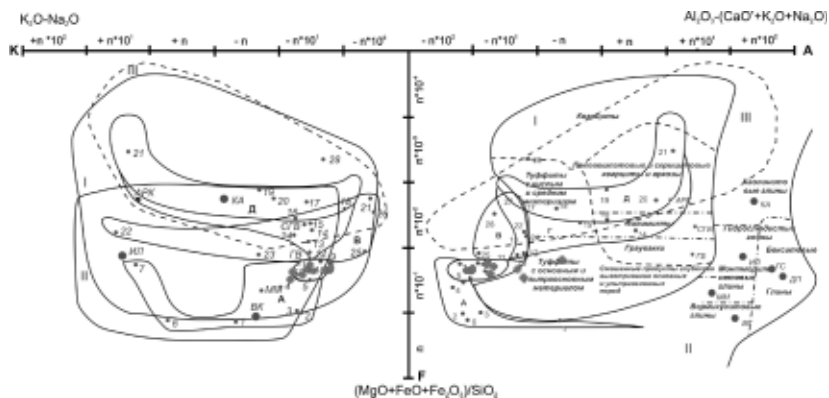
Породы принадлежат двум петрохимическим рядам — нормальному и умеренно щелочному, имеют преимущественно натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Это в основном низко-калиевые образования, небольшая часть составов (субщелочные) относится к нормально-калиевым.

По железистости различаются три группы пород: магнезиально-железистые ( $f = 25—40$ ), железистые ( $f = 40—55$ ) и высокожелезистые ( $f > 55$ ).

По граничному содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  эклогиты относятся к высокоглиноземистому типу, а эклогиты, подвергшиеся наибольшим изменениям в результате метасоматоза и гранитизации, принадлежат к низкоглиноземистому типу. Средне- и низкоглиноземистые породы характеризуются калиево-натриевым и натриевым типом щелочности, а высокоглиноземистые — только калиево-натриевым.

Для реконструкции первичной природы метаморфитов была использована диаграмма А. А. Предовского в координатах  $F-A-K$ , где  $F = (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{SiO}_2$ ,  $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO}' + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ,  $K = \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  (рис. 2). Значения параметров рассчитываются в молекулярных количествах. Сдвоенная бинарная диаграмма позволяет разделять пара- и ортопороды [3, 4].

Как мы видим, большее число проб попадает на обоих полях диаграммы в область составов основных изверженных пород. То есть протолитами были ортопороды базитового ряда. Многие фигуративные точки соответствуют составу габброидов. Небольшая часть точек попадает в поле туффитов с основным и ультраосновным материалом, а также в поле ультрабазитов.



**Рис. 2.** Диаграмма F-A-K для реконструкции и сопоставления первичного состава силикатных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных пород [4].

Точки составов на диаграмме: 1 — изверженные породы; 2 — осадочные породы; 3 — минералы (КА — каолинит, ИЛ — гидрослюда, ММ — монтмориллонит, ВК — вермикулит, ГС — гиббсит, ДП — диаспор) 4 — точки составов исследуемых пород (эклогиты и их измененные варианты). Поля составов осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I — зернистые осадочные и смешанные породы, II — пелиты, III — хемогенные силициты, ГВ — граувакки, СГВ — субграувакки, полимикты, АРК — аркозы. Поля составов изверженных пород: А — ультрабазиты, Б — базиты, В — сиениты, трахиты, Г — диориты, плагиограниты, дациты, Д — граниты, риолиты. Точки средних составов изверженных пород: 1 — дунит, 2 — верлит, 3 — пикрит, 4 — диаллагит, 5 — эклогит, 6 — кимберлит, 7 — лейцит, 8 — габбро, 9 — спилит, 10 — эссекдиорит, 11 — диорит, 12 — кварцевый диорит, 13 — гранодиорит, 14 — дацит, 15 — олигоклазовый гранит, 16 — известково-щелочной гранит, 17 — комендит, 18 — трондьемит, 19 — аплит, 20 — риолит, 21 — пегматоидный гранит, 22 — витербит, 23 — известково-щелочной сиенит, 24 — трахит, 25 — луваврит, 26 — уртит, 27 — мариуполит, 28 — анортит

Такой разброс значений параметров можно объяснить разным составом протолитов или (и) дальнейшими преобразованиями пород с привносом-выносом петрогенных компонентов.

Взаимоотношение эклогитов и первичных магматических пород установлено в останцах на вершине Слюдяной горки. Магматические породы представлены здесь в основном перидотитами и габброидами. Ассоциация эклогитов с плагиоклазовыми перидотитами и габбро, постепенные переходы пород в эклогиты, особенности их минерального состава позволяют считать, что эклогиты исследованной территории — вторичные породы, сформировавшиеся в условиях земной коры при высоком давлении [6, 7].

Полученные нами данные о первичной природе метаморфитов согласуются с результатами более ранних геологических исследований, но они, как нам представляется, указывают на более широкий круг протолитов.



## Литература

1. *Вишивцев А. Н.* Петрографические особенности пород юго-западной части марункеуского комплекса (Полярный Урал, бассейн реки Немур-юган) // Вестник Института геологии, 2005. № 6 (126). С. 2—5.
2. *Вишивцев А. Н.* Петрохимические особенности и первичный состав эклогитов района Слюдяной горки (Полярный Урал, хребет Марункеу) // Вестник Института геологии, 2006. № 8 (140). С. 14—16.
3. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
4. *Предовский А. А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.
6. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 192 с.
7. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 257 с.

# ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАРИТА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАРАМАЗАРА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

М. Л. Гадоев

ИГ АН Республики Таджикистан, Душанбе

*silver\_05@mail.ru*

---

Карамазар является одним из основных баритоносных регионов Таджикистана. Баритовая минерализация здесь наблюдается среди пород различного возраста, начиная с нижнего карбона, и кончая третичными отложениями. Она локализована вдоль тектонических нарушений: в разрывах, трещинах, зонах дробления на площадях развития вулканитов кислого и среднего состава, в мульдах проседания и гранитоидах горстовых поднятий.

Баритовое оруденение в Карамазаре образует не только собственно баритовые месторождения и рудопроявления, а также присутствует как продукт заключительных стадий минералообразования в составе шеелит-молибденитовых, магнетит-гематитовых, медно-висмутовых, серебро-полиметаллических, флюоритовых и других месторождений.

Для оценки температуры формирования барита в рассматриваемых месторождениях были исследованы двухфазовые газово-жидкие включения минералообразующих растворов, которые представлены неправильными и изометричными формами размером 0.001—0.05 мм с изменяющимся содержанием газовой фазы от 5 до 20%. Поскольку барит не самый подходящий минерал для термометрических исследований из-за неблагоприятных физико-механических и прочностных характеристик, надежность температур гомогенизации включений в исследованных баритах контролировалась по другим минералам (кварцу, флюориту, кальциту), находящимся с ним в тесной парагенетической ассоциации.

Термометрические исследования показали, что температуры гомогенизации включений в баритах из различных месторождений неодинаковы.

Изучение включений минералообразующих растворов в баритах собственно баритовых месторождений и рудопоявлений показывает, что кристаллизация этого минерала происходила в широком диапазоне температур 260—90 °С. Более высокотемпературными являются барит из месторождения Музбек и проявления Северная жила. Здесь для всех изученных газово-жидких включений температуры гомогенизации равны 260—135 и 255—185 °С. В месторождениях Баритовая Горка, Акмогол, Кошмагат, Тереклитау кристаллизация этого минерала происходила соответственно при температурах, 250—90, 245—120, 235—170 и 230—160 °С.

В отличие от барита собственно баритовых месторождений, диапазон температур образования этого минерала в месторождениях других типов

региона более широкий. Температура гомогенизации включений в баритах из этих месторождений охватывает интервал 270—65 °С. Среди них максимальные значения температур характерны для барита месторождения Чорухдайрон. Здесь температура гомогенизации включений равна 270—150 °С [1]. Для барита месторождений Курусайского рудного поля также характерно повышенное значение температур гомогенизации — 245—170 (Туранглы) и 265—180 °С (Орлиная горка), по сравнению с баритами из Наугарзанского месторождения. В последнем оно оказалось несколько пониженным и колеблется от 165 до 100 °С. В то же время кристаллизация барита в месторождениях Замбарак-тарыеканского рудного поля происходило в интервале температур 245—140 °С. Включения минералообразующих флюидов в баритах различной генерации из месторождения Большой Канимансур гомогенизируются соответственно при температурах 185—230, 130—155 и 65—125 °С [2]. Температура интенсивного растрескивания барита в рассматриваемом районе происходила в интервалах 225—180 (Канимансур), 270—250 (Тарыекан) [3], 280—200 (Туранглы) [4] и 300—200 °С (Чорухдайрон) [1].

Таким образом, рассмотренные выше материалы показывают, что барит в месторождениях Кармазара кристаллизовался из гидротермальных растворов при широком диапазоне температур — 270—65 °С, а формирование продуктивной массы барита падает на интервал 250—140 °С.

Установленная специфика различия температурных режимов баритообразования исследуемого региона имеют закономерный характер и связаны с изменением физико-химических условий среды и состава вмещающих пород.

### Литература

1. Алидодов Б. А. Месторождение вольфрама и молибдена // Минералогия, геохимия и генезис некоторых эндогенных месторождений Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1983. С. 201—226.
2. Файзиев А. Р., Фозилов М. М., Гадоев М. Л. Баритовая минерализация месторождения Большой Канимансур (Северный Таджикистан) // Труды ИГ АН РТ. Душанбе. 2001. С. 185—189.
3. Брагин И. К. Температурные условия образования жильных минералов Замбарак-Тарыеканского рудного поля (Восточный Кармазар) // Узб. геол. журн., 1964. № 6. С. 11—183.
4. Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации Курусайского рудного поля // Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР. 1964. Вып. 8. С. 182—218.

# ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ СКАНИРУЮЩЕЙ ЗОНДОВОЙ МИКРОСКОПИИ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Е. А. Голубев, Н. Н. Пискунова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*golubev@geo.komisc.ru, piskunova@geo.komisc.ru*

---

Совокупность методов визуализации локальных электрических, механических, магнитных и др. свойств поверхности при помощи микронзондов объединена общим термином *сканирующая зондовая микроскопия* (СЗМ). Результаты представляются в виде трехмерных изображений поверхности изучаемых объектов с прямым отображением упомянутых свойств и с разрешением вплоть до долей нанометра.

СЗМ-методы исследований появились сравнительно недавно, но уже успели завоевать заслуженное признание в физике и химии твердого тела, материаловедении, биологических науках. Отличительной особенностью (по сравнению с “традиционными” оптической и электронной микроскопией) можно считать более высокое разрешение (особенно в вертикальной плоскости), получение трехмерных изображений, возможность работать в различных средах (воздух, жидкость) и в вакууме. В силу этого сканирующая зондовая микроскопия позволяет наблюдать и анализировать те элементы структуры и процессы, которые еще недавно были предметом преимущественно теоретического анализа, например, наноструктурные элементы, монокатомные ступени, взаимодействие растущих ступеней с препятствиями.

Использование СЗМ в науках о Земле пока относительно не столь широкое, что вызвано некоторыми специфическими затруднениями в подготовке образцов и интерпретации данных. Последнее особенно затруднено вследствие невозможности проведения СЗМ-приборами элементного анализа изучаемой поверхности. Однако, несмотря на эти затруднения, за последнее десятилетие благодаря СЗМ удалось добиться значительного прогресса в некоторых областях минералогического знания. Можно выделить три направления, в которых СЗМ позволяет демонстрировать свои возможности в полной мере:

- *in-situ* наблюдения поверхности растущего кристалла,
- визуализация структурных элементов наноструктурированных минеральных веществ,
- выявление наноблочного строения минералов.

Высокую информативность методы сканирующей зондовой микроскопии демонстрируют при прямых исследованиях субмикро- и наномет-

рического структурирования природных некристаллических веществ. Проведенное систематическое исследование надструктурных особенностей природных твердых метаколлоидов различного состава и генезиса позволило определить типы надмолекулярных структур и размеры составляющих их элементов, провести качественную оценку надструктурной упорядоченности [1].

В последнее время появляются данные об обнаружении с применением механической обработки и химического травления поверхности наноблоков в минералах, при этом многие блоки морфологически проявляют себя как нанокристаллы [2]. Их расположение можно охарактеризовать оригинальной для каждого минерала закономерностью (наноструктурой).

Особую актуальность для решения задач кристаллогенетического моделирования и генетической интерпретации строения поверхности минералов приобретают возможности исследования *in situ* растущих граней, кинетики их роста и установления на этой основе особенностей роста кристаллов на микро- и наноуровне. Из всех методов сканирующей зондовой микроскопии особенно эффективным для изучения строения поверхности растущих и растворяющихся кристаллов оказался метод атомно-силовой микроскопии. В настоящее время атомно-силовая микроскопия рассматривается как важнейший инструмент прямого наблюдения различных процессов, связанных с формированием центров роста, образованием дефектов, захвата примесей, взаимодействия и эволюции ступеней роста и прочих [3].

Совершенствование методов зондовой микроскопии, идущее преимущественно по пути комбинирования зондовых микроскопов с различными приборами, в частности, спектрометрами, дающими возможность собирать информацию о химическом составе исследуемой поверхности, позволит значительно расширить области корректного применения данных микроскопов в минералогических исследованиях.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 05-05-65112), НШ-5191.2006.5, СО РАН, Фонда содействия отечественной науке.*

### Литература

1. Голубев Е. А. Надмолекулярные структуры природных рентгеноаморфных веществ. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 155 с.

2. Лавыгина Н. Е., Курявый В. Г. Внутренне строение мегакристов по данным атомно-силовой микроскопии // Теория, история, философия и практика минералогии: Материалы совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 244—245.

3. Piskunova N. N. Rakin V. I. Statistical analysis of dynamics of elementary processes on the surface of the growing crystal (by the AFM data) // J. of Crystal Growth, 2005. V. 275, I. 1-2, P. e1661—e1664.

# КСЕНОТИМ ИЗ ГРАНИТОВ ЮЖНЫХ ОТРОГОВ ГОРЫ БАРКОВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К. А. Гурьев<sup>1</sup>, А. А. Соболева<sup>2</sup>, Э. Н. Озерова<sup>3</sup>,  
В. Н. Филиппов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ; <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН; <sup>3</sup>ООО “Кратон”, Сыктывкар  
*soboleva@geo.komisc.ru*

На западном склоне Приполярного Урала в Центрально-Уральской мегазоне широко представлены доордовикские гранитоиды. В этой части Урала выходят на поверхность как крупные гранитные массивы (Малдинский, Народнинский), так и множество более мелких (рис. 1). В настоящее время все гранитоиды района относятся к сальнерско-маньхамбовскому гранит-лейкогранитовому комплексу поздневендско-раннекембрийского возраста [1].

Нами детально изучено небольшое гранитное тело, элювиально-делювиальные выходы которого расположены на водораздельной части одного из южных отрогов г. Баркова (участок Руины). Массив в плане имеет изо-

метричную форму, его размер — около 500 м в поперечнике. Граниты залегают в поле отложений пуйвинской свиты среднего рифея. Непосредственного контакта с вмещающими породами не наблюдалось, но вмещающие отложения пуйвинской свиты несут следы ороговичивания.

Граниты массива — лейкократовые, светло-серые, до белых, иногда с зеленоватым или рыжеватым оттенком, средне- и мелкозернистые. Для них характерна массивная, а в приконтактовых зонах — сланцеватая, текстуры. В составе гранитного массива имеются две петрографические разновидности пород — порфириовид-



**Рис. 1.** Местоположение (а), схема геологического строения района работ (б) и геологическое положение гранитного массива на участке Руины (в)

ные и равномернoзернистые граниты. Порфири-  
видные слагают периферические части массива,  
а равномернoзернистые — его центр.

По химическому составу породы достаточно  
однородны, средние содержания в них пороодо-  
образующих компонентов по 23 пробам (мас. %) и  
элементов-примесей (г/т) по 3 пробам представле-  
ны в таблице. Породы по петрохимической клас-  
сификации относятся к субщелочным лейкогранитам  
и характеризуются калиево-натриевым типом  
щелочности ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7$ ), невысоким значени-  
ем агпайтового индекса (0.79) и весьма высокой  
глиноземистостью ( $aI' = 9.4$ ). По особенностям хи-  
мического состава рассматриваемые граниты наи-  
более приближаются к безреститовому подтипу  
I-гранитов по классификации Б. Чаппелла [2].

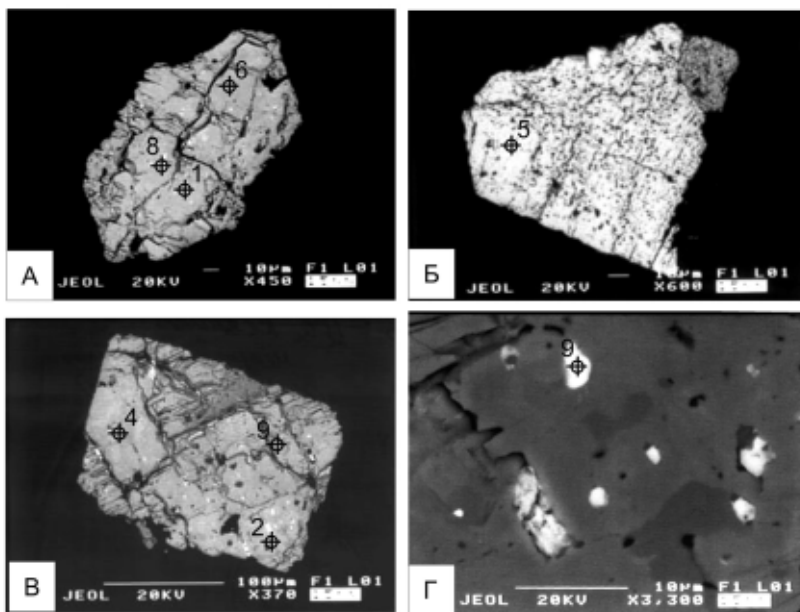
Минеральный состав гранитов по всей площа-  
ди выхода интрузии достаточно однотипен. По-  
роды сложены микропертитовым калиевым по-  
левым шпатом (30—45 об. %), кварцем (30—  
40 об. %), серицитизированным плагиоклазом  
кислого состава (25—30 об. %) и буровато-зеле-  
ным биотитом (до 1 об. %). Акцессорные мине-  
ралы представлены цирконом, апатитом, аллани-  
том, титанитом и баритом. В составе тяжелой  
фракции обнаружены редкие зерна ксенотима  
(рис. 2), которые неоднородны по своему строе-  
нию и включают в себя обильные включения то-  
рита и более редкие — циркона, монацита и тан-  
тал-ниобиевых минералов (предположительно  
ряда поликраз — эвксинит).

Нами на сканирующем электронном микроско-  
пе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой  
Link ISIS-300 было изучено несколько зерен ксе-  
нотима. Одно из них огранено и имеет призматиче-  
ски-дипирамидальную форму (рис. 2, А). Остальные  
— неправильной формы. Размеры зерен составля-  
ют 140—150 мкм, их цвет — светло-коричневатый

### Средний химический состав гранитов

$\text{SiO}_2$	75,96
$\text{TiO}_2$	0,12
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,33
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,50
FeO	0,67
MnO	0,01
MgO	0,47
CaO	0,23
$\text{Na}_2\text{O}$	3,19
$\text{K}_2\text{O}$	4,85
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,04
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,09
$\text{CO}_2$	0,16
La	30,8
Ce	59,0
Pr*	6,69
Nd	25,9
Sm	6,63
Eu	0,31
Gd*	7,83
Tb	1,19
Dy*	6,91
Ho*	1,52
Er*	4,20
Tm*	0,60
Yb	3,36
Lu	0,53
Rb	663
Cs	3,23
Sr	76
Ba	433
Sc	11,6
Cr	4,42
Co	3,53
Ni	140
Se	0,29
As	22,07
Sb	0,29
Th	15,4
U	0,81
Br	2,77
Hf	5,50
Ta	0,81
Zr	77

**Примечание.** Петрогенные компоненты (мас. %) определе-  
ны методом РФСА в ИГ Коми НЦ УрО РАН, элементы-при-  
меси (г/т) — методом ИНАА в ГЕОХИ РАН.



**Рис. 2.** Зерна ксенотима: А — дипирамидальной формы, Б — с включением циркона (темно-серое), В — с включениями торита (светлые точки), Г — с включениями торита и монацита (светлые).

Номера точек соответствуют номерам эмпирических формул в тексте. РЭМ-изображения в режиме упругоотраженных электронов

с желтоватым оттенком. Ксенотим содержит примеси  $Dy_2O_3$  (3.38—6.17 мас. %),  $Yb_2O_3$  (3.46—5.38 мас. %),  $Er_2O_3$  (2.99—4.22 мас. %),  $Gd_2O_3$  (1.32—3.96 мас. %),  $Sm_2O_3$  (0.17—1.93 мас. %) и, в некоторых зернах обнаружены небольшие количества  $ThO_2$  (1.19—1.80 мас. %) и  $UO_3$  (1.00—1.40 мас. %). Р частично может замещаться на Si ( $SiO_2$  до 4.15 мас. %). Рассчитанные по данным микрозондового анализа эмпирические формулы ксенотима выглядят следующим образом:

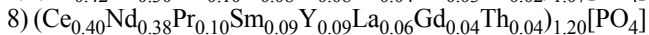
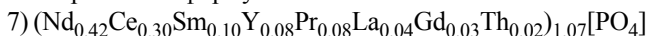
- 1)  $(Y_{0.77}Dy_{0.08}Er_{0.06}Yb_{0.05}Gd_{0.04}Sm_{0.01})_{1.00}[PO_4]$
- 2)  $(Y_{0.88}Dy_{0.08}Er_{0.06}Yb_{0.06}Gd_{0.04})_{1.14}[PO_4]$
- 3)  $(Y_{0.66}Dy_{0.07}Gd_{0.05}Yb_{0.05}Er_{0.04}Sm_{0.02}Th_{0.01}U_{0.01})_{0.90}[(SiO_4)_{0.15}(PO_4)_{0.85}]$
- 4)  $(Y_{0.80}Dy_{0.09}Er_{0.05}Yb_{0.05}Gd_{0.04}Sm_{0.02}Th_{0.01})_{1.07}[PO_4]$
- 5)  $(Y_{0.76}Dy_{0.07}Yb_{0.06}Er_{0.05}Gd_{0.04}Sm_{0.02})_{1.00}[PO_4]$
- 6)  $(Y_{0.80}Dy_{0.08}Yb_{0.06}Er_{0.05}Gd_{0.04}Sm_{0.02}U_{0.01})_{1.06}[PO_4]$

Включения циркона в ксенотиме имеют неправильную форму, они довольно большие — 20—40 мкм, незонального строения (рис. 2, Б). В цирконе отмечается 4.14—5.98 мас. %  $HfO_2$ .

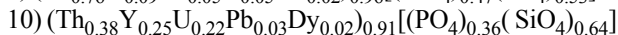
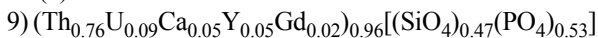
Микровключения монацита в ксенотиме (рис. 2, Г) имеют размер 1—



5 мкм. Монацит Ce-Nd состава содержит примеси Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.86—6.46 мас. %), Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.66—5.22 мас. %), Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.11—3.24 мас. %), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.56—3.00 мас. %), Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.77—2.29 мас. %) и ThO<sub>2</sub> (2.14—3.02 мас. %). Его эмпирические формулы:



Мелкие (1—5 мкм) включения торита (рис. 2, В, Г) составляют первые проценты от объема ксенотима. Они распределены в зернах последнего достаточно равномерно. Примеси в торите составляют (мас. %): UO<sub>2</sub> — 5.57—15.07, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1.19—7.69, Dy<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1.34, Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0.80, PbO до 2.06, CaO до 0.6, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 6.94—8.87. По химическому составу изученные ториты можно отнести к фосфоториту (1) и уранофосфоториту с высокой примесью Y (2):



Интересным при рассмотрении ксенотима и включений в нем является то, что все описанные минералы — ксенотим, монацит, циркон и торит имеют подобные структуры, которые обуславливают общий набор примесей в этих минералах в связи с возможностью в них гетеровалентного изоморфизма по схеме TR<sup>3+</sup>P<sup>5+</sup>-(Zr, U, Th)<sup>4+</sup>Si<sup>4+</sup>.

Можно предположить, что равномерное распределение включений торита в ксенотиме не случайно, а является результатом распада торит-ксенотимового твердого раствора, который мог произойти при медленном остывании гранитного тела. Состав этого раствора мог быть и более сложным, учитывая наличие включений монацита и циркона.

### Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Q-41-XXV (принят к изданию в 2002 г.)

2. Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol. 1987. V. 95. P. 407—419.

# МИНЕРАЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНАЯ ХИМИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ САНУКИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ПАНОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ)

Н. С. Гусева

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

*Nadezhda\_Guseva@mail.ru*

---

Панозерский комплекс, состоящий из Панозерской санукиитоидной интрузии и секущих ее даек известково-щелочных (шошонитовых) лампрофиров и малых тел ультракалиевых оцеллисодержащих пород, расположен в Центрально-Карельском домене Карельской провинции в пределах Восточной субмеридиональной зоны развития санукиитоидных интрузий, в 1 км к западу от оз. Сегозеро. В результате детальных геологических и геохимических исследований установлено, что Панозерский плутон был сформирован в результате трех магматических импульсов, в ходе которых произошло последовательное внедрение мафит-ультрамафитов, монцонитов 1, монцонитов 2, монцонитов 3, кварцевых монцонитов. Монцониты 1 и 2 разделены во времени внедрением даек брекчий, ультракалиевых пород с оцеллярной структурой и известково-щелочных лампрофиров 1, а также последовавшим этапом локальных деформаций. Монцониты 2 и 3 разделены внедрением даек лампрофиров 2 [3].

Для реконструкции условий кристаллизации Панозерской интрузии изучено изменение химического состава пироксенов, слюд и амфиболов при переходе от основных членов интрузии к кислым.

*Клинопироксены.* По соотношению ферросилитового, волластонитового и энстатитового миналов относятся к диопсидам. В целом можно отметить снижение магнезиальности (mg#) пироксенов от ультрамафитов к кислым разновидностям монцонитов 2, что отражает постепенное снижение магнезиальности расплавов, из которых кристаллизовались пироксены. От основных пород к средним в пироксенах снижаются концентрации  $Al_2O_3$  и за небольшим исключением CaO, а концентрации  $Na_2O$  возрастают, что отражает общую тенденцию изменения состава расплавов. Оценка температуры кристаллизации клинопироксенов из пироксенитов и монцогаббро первого импульса проведена на основе соотношения в них кальция и алюминия по монопироксеновому геотермометру Перчука и составляет  $1000 \pm 50$  °C.

Пироксены из пироксенитов беднее легкими редкими землями, чем пироксены из монцогаббро. В монцонитах присутствуют зерна пироксенов как более бедные редкими землями (спектр распределения как в пиро-

ксенитах), так и обогащенные (спектр распределения как в монцогаббро). Данное явление интерпретируется как захват ранее закристаллизованных зерен. Различия в составе пироксенов из пироксенитов и пироксенов из монцогаббро объясняются началом кристаллизации пироксенов в процессе движения магмы по магмоводу и концентрации зерен в центре магмовода.

*Слюды* в породах монцонитовой серии представлены преимущественно магнезиальным биотитом (атомное соотношение магния к железу меньше 2:1 Дир 1966), в пироксенитах изредка встречаются небольшие зерна флогопита. При переходе от основных пород к кислым снижается магнезиальность и глиноземистость слюд и одновременно заметна тенденция к возрастанию концентраций  $TiO_2$  в слюдах по мере роста кислотности пород. На основе сопоставления с экспериментальными данными можно предположить, что изменение состава слюд в породах Панозерского плутона связано со снижением общего давления при постоянной фугитивности кислорода.

*Амфиболы.* Все амфиболы в породах Панозерского комплекса относятся к кальциевой группе ( $(Ca+Na)_B > 1.0$  и  $Na_B < 0.5$  (Leake et al., 1997)). На классификационных диаграммах составы амфиболов лежат в полях эденита (встречен в некоторых габбро, в монцонитах 3, кварцевых монцонитах), паргасита (встречен преимущественно в монцогаббро и монцонитах 1) и магнезиальной роговой обманки (встречена в породах всех трех циклов), а также вторичного актинолита.

Эмпирическая оценка содержания трехвалентного железа в амфиболах была проведена методом нахождения среднего между минимальными и максимальными допустимыми содержаниями [5]. По мере повышения кислотности пород Панозерской интрузии наблюдается снижение доли трехвалентного железа в роговых обманках, что может быть связано с кристаллизацией при постоянной фугитивности кислорода.

Магнезиальность амфиболов растет с ростом кислотности пород, что отражает снижение количества магнезиальных фаз ранних этапов кристаллизации (пироксена, биотита). Также с ростом кислотности амфиболов снижается содержание в амфиболе валового  $Al_2O_3$  и  $Al^{VI}$ .

Среднее значение  $Al\ tot = 0.97^{13}_{+0.06}$ , что на завершающей стадии кристаллизации магмы Панозерского массива общее давление, определенное по роговообманковому барометру Шмидта [4] не превышало  $1.6 \pm 0.6$  кб, что соответствует глубинам до 6 км. На малоглубинные условия кристаллизации пород Панозерской интрузии указывает также наличие у части интрузивных фаз порфиридных структур.

О присутствии значительных количеств флюидов в расплавах из которых кристаллизовались породы Панозерского плутона свидетельствуют: высокие потери при прокаливании (около 3—4 %); наличие вводно-угле-

кислых включениях в апатитах (Балтыбаев, устное сообщение); дайки вулканических брекчий. Согласно заключению Осборна [2], при внедрении водонасыщенной магмы, породы рамы могут играть роль кислородного буфера и условия кристаллизации такой магмы можно рассматривать, как кристаллизацию при постоянной фугитивности кислорода. Приблизительное значение фугитивности кислорода при кристаллизации монцогаббрового расплава можно оценить близким к QFM буферу, на основании широкого распространения в породах магнетита, а также присутствия во флюиде  $\text{CO}_2$  [1].

Таким образом, на основании изучения химизма минералов можно сделать вывод о том, что Панозерский Плутон был сформирован на глубинах не превышающих 6 км при давлении около 1.6 кб и температурах начала кристаллизации около 1000 °С из насыщенной водно-углекислым флюидом монцогаббровой магмы в условиях постоянной фугитивности кислорода, близкой к QFM буферу.

### Литература

1. *Бабанский А. Д., Рябчиков И. Д., Богатиков О. А.* Эволюция щелочно-земельных магм // Москва: Наука, 1983.
2. *Осборн Е. Ф.* Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983 .
3. *Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, (2005). 107—128.
4. *Shmidt M. W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometр // *Contrib. Mineral and Petrology* (2005). 1992 V. 110. № 23. 304—310.
5. *Schumacher J. C.* The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles // *Can. Mineral.*, 1997. V. 35. № 1. 238—246.

# ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ЧИСТЫХ КУЛЬТУР МИКРООРГАНИЗМОВ ИЗ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Г. В. Кондакова, М. Б. Довиденко, Ю. В. Травкина  
ЯрГУ, Ярославль  
[galya@bio.uniyar.ac.ru](mailto:galya@bio.uniyar.ac.ru)

---

Подземные воды являются весьма специфическим биотопом для живых организмов, поскольку обладают рядом особенностей, таких как повышенная температура, низкое содержание кислорода, высокая минерализация и другие. Здесь могут формироваться уникальные микробные сообщества, функционирование которых определяет многие процессы, происходящие в литосфере. Подземные воды, вскрытые Воротиловской глубокой научной скважиной — ВГС (Пучеж-Катунская астроблема, юго-восточный борт Московской синеклизы) — уже более десяти лет изучаются в лаборатории микробиологии Ярославского госуниверситета. Воды имеют коптогенное происхождение и характеризуются высокой общей минерализацией (до 188 г/л) с повышенным содержанием хлора, кальция, умеренной щелочностью (рН 7—8), небольшим окислительно-восстановительным потенциалом ( $E_h$  100—200 мВ). За время исследований получены данные по вертикальному распределению микроорганизмов до глубины 4500 м, показано присутствие различных групп бактерий циклов углерода и азота, оценена их активность [1]. Кроме того, выделен ряд чистых культур, изучение которых позволит оценить их вклад в функционирование подземного микробиоценоза. Так, в 2003 г из подземных вод с глубины 1900 м ( $t = 32\text{ }^\circ\text{C}$ ) была изолирована ассоциация углеводородокисляющих микроорганизмов, использующих газообразные углеводороды. В качестве приема, отсекающего аллохтонные (привнесенные с поверхности) группы, использовали питательные среды, приготовленные на подземной воде с исследуемой глубины, культивирование посевов вели при температуре, близкой *in situ*. Для выделения газотрофных микроорганизмов посева проб воды выращивали на плотной минеральной среде в атмосфере пропан-бутан в соотношении 1:1, в результате чего удалось получить изолированную колонию микроорганизмов темно-коричневого цвета. Этот изолят в ходе последующих пересевов на плотную питательную среду с сахарозой удалось разделить на несколько культур, которым были присвоены рабочие названия: ГМВ-1, КБ-1, КТБ-2, КТБ-3 и КТБ-4. Штамм ГМВ-1 по составу жирно-кислотных маркеров, определенных методом газовой хроматографии — масс-спектрометрии (ГХ-МС), был отнесен к базидиомицетным

дрожжам *Rhodotorula rubra* ( $k = 0.604$ ), а штамм КБ-1 по ряду морфологических и биохимических признаков был отнесен к р. *Rhodococcus*, о чем мы уже сообщали ранее [2]. Целью данной работы было дальнейшее изучение свойств изолированных штаммов и их идентификация.

В ходе проведенных нами исследований было установлено, что родококк обладает низкой жизнеспособностью, плохо переносит хранение под маслом при температуре  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , после хранения при пересевах на свежую питательную среду теряет способность к росту. Видимо, причина этого состоит в том, что в лабораторных условиях невозможно создать условия, полностью соответствующие специфике подземной среды, из которой была выделена данная культура. Изучение других культур и определение их видовой принадлежности проводили с использованием как классических микробиологических методов, так и метода ГХ-МС по специфическим липидным маркерам с использованием системы Шерлок (Италия). Анализ липидных маркеров проводил доктор биологических наук Г. А. Осипов (г. Москва). По результатам ГХ-МС культуры КТБ-2 и КТБ-4 были отнесены к р. *Bacillus*, при этом КТБ-2 идентифицирована до вида *B. pumilus* ( $k = 0.579$ ), а КТБ-4 — *B. subtilis* ( $k = 0.412$ ). Культура КТБ-3 отнесена предварительно к коринебактериям (р. *Corynebacterium*). Клетки видов *B. pumilus* и *B. subtilis* на плотной питательной среде образовывали колонии неправильной формы с бахромчатым краем, морщинистые, матовые, однородной структуры, мягкой консистенции. Коринебактерии образовывали другой тип колоний: неправильной формы с волнистым краем, слегка выпуклые, блестящие, бесцветные, прозрачные, однородной структуры, слизистые. Для выделения и учета коринебактерий использовали специальные приемы, позволяющие отделить их от бацилл. Для этого сначала изолят высевали на питательную среду с красителем метиловым красным (0.015 %), который является ингибитором бацилл, после чего выросшие клетки пересевали на специальную коринебактериальную среду. Дополнительно во все среды вносили циклогексимид (0.01 %) для элиминирования грибов [3]. Чистоту культуры КТБ-3 подтверждали путем посева ее на среду, стимулирующую спорообразование у бацилл. Дальнейший этап работы по идентификации культур КТБ-2, КТБ-3 и КТБ-4 — постановка серии тестов по изучению их физиолого-биохимических свойств в соответствии с Кратким определителем бактерий Берги (1980) [4]. Кроме прокариот, в данной работе изучали свойства дрожжей *Rhodotorula rubra*, которые также входили в состав изолята газотрофных микроорганизмов. Они представляют собой эукариотный компонент микробного сообщества исследованных подземных вод. Известно, что дрожжи могут вступать в тесные взаимоотношения с бактериями, при этом возможны не только антагонистические, но и взаимовыгодные взаимодействия. Для подтверждения видовой принадлежности и описания дрожжей *R. rubra* за основу

брали стандартный набор признаков, который рекомендован для характеристики видов в определителях дрожжей [5]. На данном этапе работы были изучены некоторые морфологические и физиолого-биохимические признаки, в частности, форма и размеры клеток, способность к брожению, рост в жидких средах, температурные границы роста, ассимиляция источников углерода. Культура не сбраживала сахара, при росте в жидкой среде образовывала через 1—2 суток тонкую тусклую пленку, вползающую на стенки пробирки, что свидетельствовало об окислительном типе обмена. Помимо сахаров, в качестве источников углерода использовала аминокислоты. Температурный диапазон роста лежал в пределах 20—60 °С, что говорит о термотолерантности культуры.

Таким образом, в ходе проведенной работы с помощью специальных приемов удалось выделить ряд чистых культур из подземных вод, вскрытых ВГС, с глубины 1900 м. С помощью метода ГХ-МС по составу липидных маркеров проведена их предварительная идентификация и изучены некоторые физиолого-биохимические свойства, однако работа в этом направлении должна быть продолжена.

### Литература

1. Кондакова Г. В., Верховцева Н. В., Осипов Г. А. Бактериальные процессы циклов углерода и азота в глубинных водах литосферы // Вестник МГУ. Сер. 16. Биология. 2002. № 4. С. 26—33.
2. Кондакова Г. В., Богатова Н. А. Углеводородоокисляющие бактерии глубинных вод литосферы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Инф. матер. 12-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 126—128.
3. Лысак Л. В., Добровольская Т. Г., Скворцова И. Н. Методы оценки бактериального разнообразия почв и идентификации почвенных бактерий. М.: МАКС Пресс, 2003. 120 с.
4. Краткий определитель бактерий Берги / Под ред. Дж. Хоулта. М.: Мир, 1980. 496 с.
5. Бабьева И. П., Чернов И. Ю. Биология дрожжей. М.: Тов-во научных изданий КМК. 2004. 221 с.

# АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ЗАПАСОВ УВ СЫРЬЯ ПО МЕСТОРОЖДЕНИЯМ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

О. П. Дуркина, Т. А. Смирнова

ГУП РК ТП НИЦ, Ухта

*smirnova@tpnic.ru*

---

Актуальность данной работы состоит в том, что анализирование структуры и динамики запасов УВ сырья месторождений Республики Коми и распределение их по степени выработанности позволяет нам изучить не только количественный, но и качественный состав УВ сырья и проследить резерв для последующей нефте-, газодобычи, а также для составления программ лицензирования и постановки геолого-разведочных работ.

В настоящее время все запасы и ресурсы УВ сырья по месторождениям и площадям РК подразделяются на два фонда недр: распределенный и нераспределенный. К распределенному фонду недр относятся запасы и ресурсы УВ сырья, имеющие лицензии на право добычи УВ (НЭ) и на право поисков, разведки и добычи УВ (НР). К нераспределенному фонду недр относятся запасы и ресурсы УВ сырья имеющие лицензии на геологическое изучение недр (НП) и нелицензионный фонд (госрезерв).

В данной работе проанализирована структура остаточных извлекаемых запасов нефти и свободного газа кат. А+В+С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> по 141 месторождениям, числящимся на балансе Росгеолфонда РФ по Республике Коми на 01.01.2006 г. и рассмотрена динамика за 20 лет.

По продуктивности запасы делятся на активные и трудноизвлекаемые. К *активным* относятся запасы, которые извлекаются традиционными методами. К *трудноизвлекаемым* относятся запасы нефти с вязкостью >30 сПз, проницаемостью коллектора <50 мД, находящиеся в подгазовой зоне, с содержанием серы в нефти >3 %; для газовых — с содержанием Н<sub>2</sub>S в газе >0.035 % и проницаемостью коллектора <1 мД.

По степени промышленного освоения все месторождения распределяются следующим образом:

Для нефтесодержащих месторождений:

58 — разрабатываемых с суммарными остаточными извлекаемыми запасами нефти кат. А+В+С<sub>1</sub> — 90.38 %;

9 — подготовленных для промышленного освоения с суммарными остаточными извлекаемыми запасами нефти кат. А+В+С<sub>1</sub> — 2.98 %;

54 — разведываемых с суммарными остаточными извлекаемыми запасами нефти кат. А+В+С<sub>1</sub> — 6.64 %.



Для газосодержащих месторождений:

13 — разрабатываемых с суммарными остаточными извлекаемыми запасами свободного газа кат. А+В+С<sub>1</sub> — 75.95 % ;

18 — разведываемых с суммарными остаточными извлекаемыми запасами свободного газа кат. А+В+С<sub>1</sub> — 23.28 % ;

5 — в консервации с суммарными остаточными извлекаемыми запасами свободного газа кат. А+В+С<sub>1</sub> — 0.77 % ;

Также нами рассмотрено распределение остаточных извлекаемых запасов нефти и свободного газа месторождений Республики Коми по стадиям нефти- и газодобычи в зависимости от степени выработанности.

По стадиям нефтедобычи (рис. 1) залежи распределяются следующим образом:

- становления добычи (выработанность запасов 0—3 %);
- растущей добычи (выработанность запасов 4—30 %);
- максимальной добычи (выработанность запасов 31—50 %);
- падения добычи (выработанность 51—80 %);
- стабилизация добычи на минимальном уровне (выработанность более 80 %).

По стадиям газодобычи (рис. 2):

- становления добычи (выработанность запасов 0—1 %);

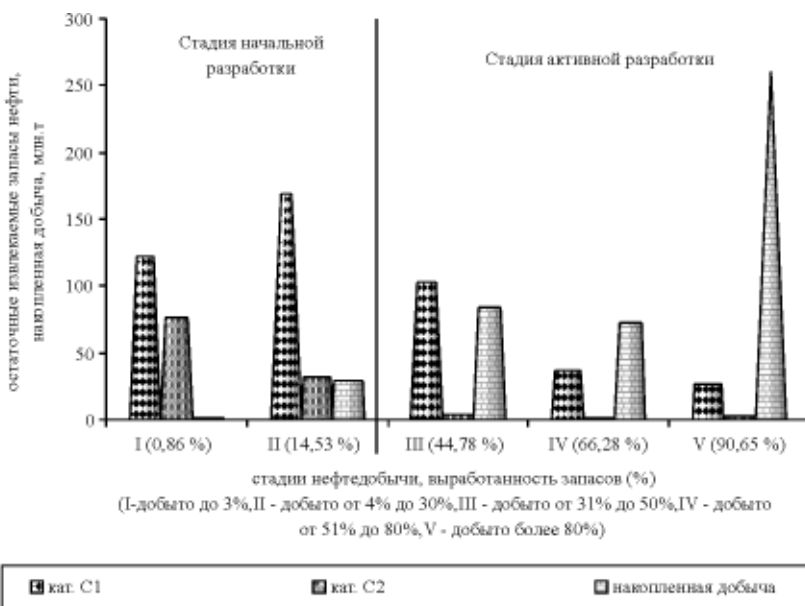
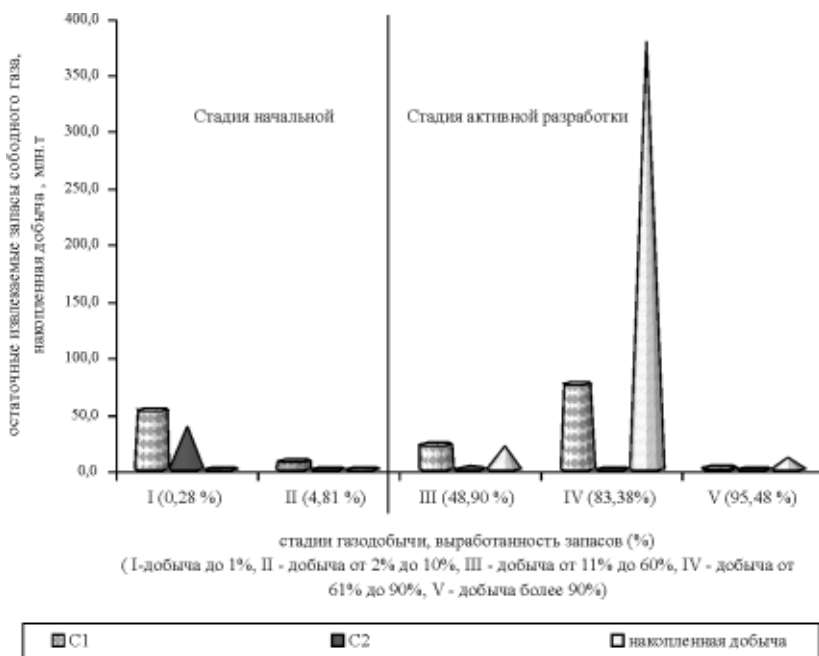


Рис. 1. Распределение запасов нефти месторождений Республики Коми по степени выработанности



**Рис. 2.** Распределение запасов свободного газа месторождений Республике Коми по степени выработанности

- растущей добычи (выработанность запасов 2—10 %);
- максимальной добычи (выработанность запасов 11—60 %);
- падения добычи (выработанность 61—90 %);
- стабилизация добычи на минимальном уровне (выработанность более 90 %).

Общая выработанность начальных извлекаемых запасов нефти составляет 49.4 %, свободного газа — 72.8 %.

# ВЫСОКО- И УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ОЦЕЛЛИСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПАНОЗЕРСКОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

Ю. Е. Егорова  
СПбГУ, ИГГД РАН, Санкт-Петербург  
[je@newmail.ru](mailto:je@newmail.ru)

Высоко- и ультракалиевые оцеллисодержащие породы обнаружены в Панозерском сануктоидном комплексе, имеющем возраст  $2742 \pm 10$  млн лет [Чекулаев В. П., и др., 2003, Bibikova E. et al, 2005].

Панозерский комплекс располагается на юго-востоке Балтийского щита, в Центральной Карелии, в 2-х км к юго-западу от оз. Сегозеро. Породы комплекса прорывают вулканогенно-осадочные породы Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса (Глебова-Кульбах и др., 1963).

В строении Панозерского плутона участвуют породы, варьирующие по составу от биотит содержащих пироксенитов до кварцевых монцититов, которые были сформированы в течении трех магматических циклов, разделенных деформациями и становлением даек лампрофиров (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2006).

Высококалиевые и ультракалиевые породы относятся к самостоятельной фазе Панозерской интрузии. Они слагают некрупные трубки и дайки, но в большинстве случаев они встречаются в составе ксенолитов, сцементированных более поздними породами интрузии. Большая часть этих пород приурочена к субмеридиональной тектонической зоне, в строении которой значительное участие принимают мафические породы.

Отличительной особенностью высоко- и ультракалиевых пород является их оцелярная (или “глазковая”) структура. Оцелли составляют менее 3 % объема породы; имеют округлую или эллипсоидальную форму. Размер оцеллей варьирует от 2-3 мм до 10 см в диаметре. Они характеризуются концентрическим строением с радиальной ориентировкой минералов во внешней зоне оцеллей. Границы с матрицей четкие. Сходные оцелярные текстуры описаны в лампрофирах, лампроитах, карбонатитах (Fergusson and Currie, 1971; Lapin and Vartiainen, 1983; Le Roex and Lanyon, 1998) и в мантийных ксенолитах (Kogarko et al., 1995)

Наиболее важной чертой оцелли-содержащих пород является высокое содержание в них калия наряду с высокой магнезиальностью.

По химическому и минералогическому составу оцелли-содержащие породы делятся на две группы: ультракалиевые ( $K_2O/Na_2O > 3$ ) (I группа) и высококалиевые ( $K_2O/Na_2O > 1,5$ ) (II группа). Эти две группы различаются,

в первую очередь, по содержанию  $\text{SiO}_2$ : 41—46 % и 50—52 %, соответственно.

Главные минералы варьируют в пределах: амфибол переменного состава (ряд тремолит-актинолит) — 65—80 %, Mg-Fe-слюда — 15—30 %, акцессорные: цоизит, апатит, хром-шпинелиды, сульфиды, сфен, хлорит до 3 %. Индикаторными минералами для лампроитов первой группы являются карбонаты (преимущественно кальцит) — до 3 % (в оцеллях встречается до 50 %); для второй группы — альбит 10—15 %.

Почти полное отсутствие в данных породах первичных минералов сильно осложняет их диагностику.

Высоко- и ультра-калийные породы достаточно широко распространены и, как это следует из литературных данных, существенно варьируют по составу, в том числе имеют региональные особенности, что существенно усложняет их классификацию.

В связи с неоднозначностью классификационной принадлежности Панозерских ультракалиевых пород был использован мультиэлементный анализ, выполненный на основе статистического анализа лампроитов (Sheppard & Taylor, 1992). На предложенной авторами диаграмме точки составов ультракалиевых пород попадают в поле кальциевых лампроитов-мадупитов. Высококалиевые породы на этой диаграмме находятся в области низкотитанистых пород, переходных от лампроитов к лампрофирмам. Оцелли располагаются вне полей лампроитов.

Породы 1й группы имеют следующие химические характеристики, типичные для лампроитов (Woolley et al., 1996; Muller et al., 1992) [2]: низкое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , мол.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 3$ ,  $< 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO и CaO, 1—7 %  $\text{TiO}_2$  и высокое содержание MgO. Величина #mg варьирует в узких пределах: 0.71—0.79). Высокая магнезиальность пород сопровождается высокими содержаниями Cr (1550—1950 ppm) и низкими — Ni, и, соответственно, высокими Cr/Ni отношениями (3.3—4.6).

Породы обогащены Ba и легкими РЗЭ, величина фракционирования La/Yb равна (11 до 37); породы обеднены HFSE. Панозерские лампроиты близки по содержанию редких элементов к лампроитам Алдана [1] и существенно отличаются от фанерозойских лампроитов других регионов [2]. Они отличаются как совместимыми, так и несовместимыми элементами от таковых в оливиновых мадупитовых лампроитах. В последних значительно ниже отношение Cr/Ni, но выше содержания Sr, Ba, LREE, HFSE, при этом величины ряда отношений сохраняются. Они имеют те же Zr/Hf = 30—40; K/Ba = 16—23. Они характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ti, Zr и Sr.

Панозерские лампроиты сближает с Алданскими также пониженное содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8-1$  (обуславливающее их отнесение к миаскитовой серии [1]).

Мафиты высококалийевой группы отличаются от первой более высокими концентрациями  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , меньшими концентрациями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$  при сохранении высокой величины  $\#mg$  (0.70—0.78). Они также характеризуются отрицательными аномалиями Nb, Ti, Zr и Sr и обнаруживают сходную картину распределения РЗЭ с породами первой группы.

Оцелли обеих групп по химическому составу значительно отличаются от матрицы. Они обогащены  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ , имеют более высокие значения  $\#mg$ , и обеднены Al, Ti, Fe, V, Sr, Y, REE и щелочами. Оцелли концентрируют значительно меньшее количество РЗЭ и они менее фракционированы.

Небольшие отличия существуют между оцеллами I и II групп: оцеллы первой группы содержат меньше Si, Al и щелочей и имеют более высокие концентрации CaO, чем оцеллы второй группы. Оцеллы первой группы характеризуются несколько меньшими содержаниями РЗЭ, чем оцеллы второй группы.

Минералогические и геохимические данные, полученные для Панозерских высоко- и ультра-калийевых пород, свидетельствуют об их образовании из обогащенной мантии. Высокое отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  указывает на выплавление исходного расплава на глубинах ниже поля устойчивости амфибола в поле устойчивости флогопита.

Образования флогопита в мантийном перидотите связывается с процессами перемещения водного флюида (метасоматоз мантии). При РТ параметрах верхней мантии такой флюид содержит большое количество петрогенных окислов и может быть весьма эффективным агентом переноса щелочей, а также фосфора и других некогерентных компонентов [1].

### Литература

1. Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др. Лампроиты М.: Наука, 1991, 300 с.
2. Mitchell R. H., Bergman S. C. Petrology of Lamproites. Plenum. New York. 1991. 447 p.

# СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ БРАХИОПОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА РЕКИ ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. В. Ерофеевский

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*crystalik@nextmail.ru*

---

О брахиоподах средне- и верхнекаменноугольных отложений р. Илыч известно очень мало. Это было обусловлено, в том числе, усилением тектонической активности в начале среднего карбона на Северном Урале. Среди пород в исследуемом районе присутствуют брекчии и переслаивающиеся известняки с кремнями (средний карбон), а также гидроактиноидные (палеоаплизиновые) известняки (верхний карбон), которые содержат мало бентосной фауны. Кроме того, в 1936 г. при участии Варсанофьевой В. А. и Чернова Г. А. был собран материал по брахиоподам и передан Лихареву Б. К., но он был лишь частично им определен. Ранее в этом районе наиболее полно был охарактеризован средний карбон по фораминиферам [1].

Летом этого года автором были проведены сборы на брахиоподы по разрезам среднего и верхнего карбона р. Илыч. Одно из обнажений (№ 70) находится в правой заостровке о. Бияиз-Ди и представляет собой длинную серию скальных выходов. Нижняя часть разреза представлена известняковыми брекчиями и известняками с прослоями кремней башкирского яруса. Затем следуют известняки верхней части каширского горизонта, богатые органическими остатками (криноидеи, одиночные и колониальные кораллы, фораминиферы) и содержащие еденичные продуктиды *Admoskovia aff. parva Lazarev*.

Далее было обнаружено два крупных захоронения брахиопод, не считая единичных находок по разрезу в целом. Первое скопление найдено в известняках подольского горизонта. Здесь, среди колониальных ругоз, синрингопор, криноидей и редких двустворок, были найдены следующие виды брахиопод: *Semicostella uklukaensis* (Step.), *Linoproductus aagardiformis* Semich., *Meristorygma* sp., *Elivina* (?) *tibetana* (Dien.), которые являются характерными для Западно-Уральского зоогеографического подрайона в московском веке.

Выше по разрезу, в толще массивных известняков мячковского горизонта с прослоями кремней, были встречены представители родов *Choristites* и *Elivina*. После довольно больших по мощности известняков с палеоаплизинами, отнесенных к верхнему карбону, следует пачка переслаивающихся окремненных детритовых известняков с кремнями и брахиоподами: *Waagenoconcha* sp., *Krotovia pustulata* (Keys.), *Duartea*

(*Muirwoodia*) *pseudoartensis* (Stuck.), *Kozlowskia borealica* (Ivan.), *Brachythyris* sp., *Phricodothyris* sp. Общее содержание кротовий и дуартей в пачке весьма внушительное, но сохранность остатков нельзя назвать хорошей.

Таким образом, на примере данного разреза по р. Илыч, появилась возможность выделения двух комплексов брахиопод — верхнемосковского и касимовского.

### Литература

1. Варсанофьева В. А., Раузер-Черноусова Д. М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч / Сборник трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар. 1960. С. 94—121.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЙ МАКЕТА МГ-3

П. И. Зуев, А. Е. Остаенков, А. М. Мухаметшин

ИГД УрО РАН, Екатеринбург

*amgeo@igd.uran.ru*

---

Исследования магнитного поля макетом магнитометра — градиентометра (МГ-3) проводились в основном для проверки подтверждения работоспособности прибора. Прибор на практике применялся для исследования магистрального трубопровода, участков его коррозионной неустойчивости. В перспективе возможно его использование для проведения исследований по оценке состояния железобетонных конструкций, фундаментов зданий, кабелей под землей и в водном пространстве, а также поиска и обнаружения металлических тел под водой, поиска месторождений полезных ископаемых.

В результате лабораторных исследований была выполнена калибровка макета МГ-3 с целью оценки погрешности измерений и получения более достоверных значений градиента магнитного поля. Оценка погрешности проводилась с помощью преобразователя магнитного поля — Кольцами Гельмгольца, модель КГ-1. В опытах измерялись токи и значения градиента без искусственного поля и с присутствием вызванного магнитного поля. В докладе представлены: методика, описание разработанного и изготовленного макета МГ-3, всей вспомогательной аппаратуры для компенсации и контроля магнитного поля, результаты проведения калибровки, исходные и полученные данные.

В лабораторных и полевых исследованиях производилась операция компенсации постоянного тока методом приведения напряжения к постоянному значению.

В результате полевых испытаний макета МГ-3 были получены данные о градиенте магнитного поля вдоль магистрального трубопровода. Данные были оцифрованы в тех же полевых условиях, что дало возможность на месте определить аномалии градиента магнитного поля.

По данным были построены диаграммы, которые показывают полную информацию об аномалиях в трубопроводе, измерения производились со стопроцентным контролем для подтверждения результата.



# КОНТАКТ ИМТАЧАНСКОЙ (ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ) И НЕСКУЧАНСКОЙ (НИЖНИЙ ТРИАС) СВИТ В БАССЕЙНЕ РУЧЬЯ СУОЛ (ПРАВОБЕРЖЬЕ РЕКИ СЕТОРЫМ, ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

О. И. Кабанова

ГИН РАН, Москва

*kabasalya@rambler.ru*

---

В 2002 г. исследователями Бяковым А. С., Ивановым Ю. Ю., Колесовым Е. В., Михайлицыной Т. И. и др. было проведено комплексное изучение пограничных отложений перми и триаса на правом берегу р. Сеторым, Южное Верхоянье. По его результатам было уточнено строение верхней части имтачанской свиты (верхняя пермь), детально описан контакт перми и триаса, а также фаунистически доказано присутствие в разрезе самых верхних слоев пермской системы [1].

В 2005 г. мной было проведено доизучение контакта имтачанской и нескучанской свит в бассейне ручья Суол (правобережье реки Сеторым). В работе использовались материалы 2002 г. [1] и собственное петрографическое исследование.

В шлифах был рассмотрен ряд пород, наиболее характерных для верхов нескучанской и низов имтачанской свит. Также проведен анализ результатов рентгеноструктурного исследования, проведенного Тучковой М. А. в 2004 г.

По петрографическим данным было сделано описание основных разновидностей пород, слагающих свиты.

Верхи имтачанской свиты представляют собой чередование песчаников и аргиллитов. Песчаники кварцевые, от мелкозернистых до средне и крупнозернистых, средне- и плохосортированные, преимущественно плохокатанные. В составе преобладают кварцевые зерна (60—70 %), полевые шпаты (20—30 %), меньшее количество литокластов (до 20 %). Среди литокластов наибольшее количество обломков кремневых пород (кремни, кремнистые сланцы), в меньшем количестве присутствуют обломки эффузивов основного и кислого состава, кварцитов, слюдястых сланцев, гнейсов и других метаморфических образований, которым затруднительно дать название.

Цемент в песчаниках имтачанской свиты кальцитовый (пойкилитовый поровый кристаллический) и глинистый пленочный. Характерно присутствие зерен с регенерационным кварцевым цементом.

Переход от песчаников имтачанской свиты к аргиллитам нескучанской свиты происходит постепенно.

Песчаники низов нескучанской свиты имтачанской свит отличаются от нескучанских. Различия проявлены в размерности зерен (они более крупные, размерность до гравийной) и в сортировке — песчаники нескучанской свиты сортированы хуже. Различным является также состав пород. В песчаниках нескучанской свиты по сравнению с имтачанскими уменьшается количество кварца (до 45—50 %), песчаники переходят в аркозовые. Полевых шпатов 30 %. Состав и количество литокластов сохраняется, лишь в отдельных прослоях увеличиваясь до 30 %. Среди них возрастает число обломков метаморфитов, которые зачастую более окатаны, чем другие обломки. Цемент преимущественно кальцитовый (вторичный по глинистому, сохранившемуся в реликтах). Широко развито замещение кальциом зерен полевых шпатов.

По итогам проведенной работы сделаны следующие выводы:

На границе перми и триаса произошла смена источников сноса. Об этом свидетельствует изменение состава, размера зерен, сортировки песчаников нескучанской и имтачанской свит.

Общими для пород обеих свит источниками сноса являются граниты и вмещающие их кремневые породы, возможно — яшмы, а также различные метаморфические комплексы. В триасе (нескучанская свита) уменьшается количество поступающего гранитного материала и увеличивается роль обломков, источниками которых являются относительно удаленные метаморфические комплексы.

Изменения в составе пород отчетливо видны по результатам рентгеноструктурного анализа. Установлено различие в глинистой составляющей пород имтачанской и нескучанской свит. В породах имтачанской свиты установлен только один тип слюды — серицит, в породах нескучанской свиты в приблизительно равном количестве содержится множество различных слюдистых минералов (хлорит, мусковит и др.).

Плохая окатанность зерен свидетельствует о поступлении материала водным путем.

Породы обеих свит имеют довольно низкий уровень постседиментационных преобразований. Они заключаются в образовании регенерационного кварцевого цемента, вторичного кальцита по глинистому цементу и зернам полевых шпатов. Также по зернам полевых шпатов развивается серицит.

### Литература

1. Новые данные о строении и возрасте верхней части пермских отложений Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии). Бяков А. С., Иванов Ю. Ю., Колесов Е. В. и др. В печати.

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА

О. В. Кателя

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*katelya@geo.komisc.ru*

Зафиксированная в летописи история минералогических исследований рассматриваемой территории начинается с находок в XV в. залежей медных руд с золотом и серебром на Среднем Тимане.

В 1858 г. А. Л. Антиповым в бассейне р. Цильмы было установлено золото в шлихах. В 1933 г. И. Г. Добрынин перспективно оценил восточную часть Среднего Тимана в пределах Вымской гряды на визейские бокситы. В А. А. Черновым и В. А. Варсанюфьевой (1953) на Среднем Тимане, в бассейне р. Печорской Пижмы были установлены золотоносные горизонты конгломератов и гравелитов. В них А. А. Черновым были установлены монацит, оргит, ксенотим и самородное серебро. С 1958 г. Ухтинской геолого-разведочной экспедицией в пределах Среднего Тимана проводились поисковые работы на алмазы, в процессе которых М. А. Апенко, М. И. Плотниковой, Г. В. Матвеевой и др. впервые были обнаружены три мелких кристалла алмазов (максимальные размеры 3.5×2.3×2.9 мм и вес от 4.0 до 38.2 мг) в аллювиальных отложениях р. Печорской Пижмы. Вместе с ними были установлены и минералы-спутники алмазов хромшпенелиды, хромдиопсиды и пиропы.

В разрезах по р. Печорской Пижме в 1960 г. О. С. Кочетков и В. А. Регуш. выделили ильменорутил-ильменит-лейкоксеновую ассоциацию полезных минералов. Песчаники среднего девона по Среднему Тиману в стратиграфическом плане отнесены О. С. Кочетковым к моноцит-лейкоксеновому горизонту. Позднепротерозойские метаморфические сланцы, вслед за В. А. Калужным (1960) он назвал источником минералов титана, редких металлов и редких земель в девонских палеороссыпях

В 1976 г. в районе р. Умбы на глубине 76 м была вскрыта первая трубка, сложенная кимберлитовой брекчией. В 1978 г. были открыты аналогичные по составу Водораздельная и Средненская трубки. В результате изучения пород, слагающих эти трубки (Н. А. Айбабин, Л. П. Бакулина, Н. А. Довжиков, Б. А. Мальков) был обнаружен один мелкий осколок алмаза и минералы-спутники алмазов: пиропы, хромшпенелиды и хромдиопсиды. Тело Умбинской трубки сложено массивным кимберлитом и туфобрекчией; акцессорные минералы представлены пиропом, хромшпенелидом, магнетитом, пикроильменитом, хромдиопсидом, анатазом, халькопиритом, цирконом, сфеном. В строении трубки Водораздельной принимают учас-

тие породы двух фаз внедрения — массивные кимберлиты и кимберлитовая брекчия. Минеральный состав тяжелой фракции трубки Водораздельной в целом аналогичен минеральному составу трубки Убинской, но для нее характерно очень низкое содержание пирита, отсутствие пикроильменита, а с глубины 50 м в породе наблюдается неизменный оливин и перовскит. Трубка Средненская сложена кимберлитовой туфобрекчией, в которой обломки представлены массивным кимберлитом (30—70 %), сланцами (30—70 %) и кварцитами (5—10 %). Минералы-спутники в ней содержатся в крайне малых количествах.

Изучением сульфидов и других рудных минералов в метаморфических сланцах Вымской гряды и Цилемского Камня занимались в 1982-85 гг. А. Р. Вильчик и Е. В. Колониченко. Ими были выделены пиритовая, пирротин-халькопирит-марказитовая и халькопирит-галенит-сфалеритовая рудные ассоциации, а также отмечено присутствие других сульфидов и небольшое количество золота.

В 1984 г. в конгломератах и гравелитах среднего девона П. П. Битковым и В. П. Савельевым были выявлены повышенные содержания золота, циркона, ильменорутила, куларита, монацита и минералов титана. В 1984 г. здесь были установлены первые алмазы, что стало основанием для проведения более детальных поисковых работ на площади среднего течения р. Печорской Пижмы. Это привело к открытию полиминеральной россыпи Ичетью.

В процессе геолого-поисковых работ, выполненных Вычегодской геолого-разведочной экспедицией в 1988 г., по результатам опробования в отложениях асывовожской свиты было выделено пять мелких (0.5 мм) алмазов, в том числе три в карьере Асыв-Вож (проявление “Осень”) и два в верховьях ручья Ручгуель (проявление “Ручгуель”). Кристаллы имеют октаэдрический и кубический габитусы, которые характерны для мелкой фракции алмазов на Тимане и Урале. В 1992 г. похожие алмазы были обнаружены во франских отложениях, залегающих на метаморфических породах фундамента поднятия Очпармы.

В результате полевых и лабораторных исследований Б. А. Мальков (Трубки взрыва..., 1995) показал, что алмазы на Среднем Тимане приурочены исключительно к продуктивной толще псефитов и псаммитов позднеэфельского возраста. Спутниками алмазов являются золото и редкометалльные минералы (колумбит, ильменорутил, монацит, куларит). Материал в палеороссыпь поступал из различных коренных источников. В минеральном составе продуктивной толщи он выделяет в повышенных содержаниях колумбит, ильменорутил, монацит, куларит, рутил, хромит, лейкоксен, ильменит. В небольших количествах — альмандин, циркон, турмалин, анатаз, сфен, шпинель, пикроильменит, касситерит, золото, платиноиды, алмазы. Наиболее вероятными поставщиками тиманских россыпных алмазов Б. А. Мальков считает алмазоносные кимберлиты Русской плат-

формы раннеэйфельского или более древнего возраста. По мнению Б. А. Малькова золото-полиминеральная россыпь Ичетью объединила в себе минералы магматического, гидротермального, метаморфического и аутигенного происхождения из различных и разновозрастных первоисточников. Отсутствие в продуктивной толще парагенетических спутников алмаза Б. А. Мальков объясняет тем, что они были разрушены в корях выветривания на кимберлитах, на пути их речной транспортировке, либо в литорали позднеэйфельского моря.

В 1987—1991 гг. проводились поиски алмазов на Умбинском кимберлитовом поле (В. А. Дудар и др.). В результате впервые была установлена алмазоносность позднепротерозойских отложений. В отложениях среднего рифея была выявлена толща туфогенно-осадочных пород, содержащих пироп, пироксены, хромшпинелиды и мелкие алмазы.

Э. С. Щербаков (2001) считает, что при формировании отложений асывовожской свиты Южного Тимана обломочный материал поступал с юго-запада со склонов Коми-Пермяцкого или Сысольского сводов. В тяжелой фракции песчаников и гравелитов преобладают циркон (10—85 %) и лейкоксен (10—45 %). Кроме них встречаются рутил, анатаз, ильменит, хромит, магнетит, турмалин, гранат, дистен, ставролит, эпидот и другие минералы в количествах от единичных знаков до первых процентов.

Вблизи устья р. Умбы у избы Сидора (Брянчанинова, Макеев, Стефанская, 2000; Макеев, Дудар, 2001) в северной стенке небольшого карьера среди сильно измененных песчаников листовичной свиты под маломощным базальтовым покровом было вскрыто удлиненное магматическое тело (небольшой силл или дайка), сложенные фельшпатоидным базальтом. Главными породообразующими минералами этой породы стали фельдшпатоиды, хлорит-шамозит и карбонаты. Рудные минералы представлены рутилом, марганцовистым титаномагнетитом.

В 1999 г. была опубликована монография А. Б. Макеева “Алмазы Среднего Тимана”, в которой впервые описаны металлические пленки на поверхности кристаллов алмазов. Анализ минеральных примазок на алмазах (графита, санидина, слюды, минералов титана, оливина, гранатов и др.) из месторождения Ичетью на Среднем Тимане свидетельствует, по мнению А. Б. Макеева, что алмазы не могли быть принесены древними реками ни с юго-востока (из красновишерских месторождений), ни с северо-запада из Архангельской провинции. Алмазы из месторождения Ичетью, возможно, образовались в результате размыва на Четласском Камне однокоренных источников.

Геологами ЗАО “Тимангеология”, минералогами Института геологии Коми НЦ УрО РАН и других научных организаций изучался вещественный состав минералов тяжелой фракции шлихов продуктивного алмазоносного горизонта месторождения Ичетью (Дудар, 1996; Макеев, Дудар, 2001 и

др.), а также типоморфные особенности кварца песков, гранулометрический и вещественный состав и золотоносность мелкой фракции (Константиновский, 1989; Майорова, 1995). В результате было установлено, что с юга на север происходит рост окатанного материала и при этом падает содержание алмазов в продуктивном пласте. Это может свидетельствовать о различной дальности переноса материала от коренного источника и разной его концентрации в продуктивном пласте.

Минералогический анализ девонских терригенных толщ Ичетьюской депрессии проведенный Р. М. Дуняшевой (ЗАО Тимангеология) и Б. А. Макеевым (ИГ Коми НЦ УрО РАН) показал, что в состав акцессорных минералов входят циркон (28), ильменит (26), лейкоксен (17), рутил (5.8), куларит (4.2), гранат (4), колумбит (2.3), ильменорутил (1.6), монацит (1.2), хромшпинелид (1). Выход тяжелого шлиха в алмазоносном горизонте сильно варьирует от сотен граммов до нескольких килограммов. Были выделены три парагенетические минеральные ассоциации: титановая (лейкоксен + ильменит), золото-редкоземельно-редкометалльная (куларит + хромшпинелид + колумбит + монацит + рутил + турмалин + ильменорутил + золото), сликатная (циркон + гидроксиды железа + гранат).

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА СЕВЕРНОГО ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Т. А. Кирюхина, Н. М. Кирюхина

МГУ, Москва

*kirjuhina\_n@mail.ru*

Данные исследования проводились в рамках российско-норвежского сотрудничества между МГУ им. М.В. Ломоносова и университетом г. Тромсо. Одной из целей сотрудничества является изучение палеозойского разреза по зонам обрамления Баренцево-морского шельфа и выявление в разрезе перспективных нефтематеринских толщ.

Новая Земля представляет собой группу островов и вместе с о. Вайгач образует архипелаг, разделяющий Баренцево и Карское моря. Пролив Маточкин Шар разделяет Новую Землю на два крупных острова — Южный и Северный. В целом, архипелаг характеризуется прекрасной обнаженностью, при этом здесь представлен широкий возрастной диапазон отложений с незначительным числом стратиграфических перерывов. Регион представляет собой сложнопостроенное сооружение, внутреннее строение которого определяется складчатыми пликативными структурами и складчатыми разломами, повторяющими в целом конфигурацию Новой Земли [3].

Внутреннее строение структур юга и севера Новой Земли различно. Так, Южноновоземельский антиклинорий характеризуется относительно простой симметричной структурой, определяемой сочетанием прерывисто-линейных, линейных и реже брахиформных складок.

Североновоземельский антиклинорий имеет асимметричное строение с относительно пологим широким восточным крылом и узким западным, срезанным зоной субмеридионального Главного Новоземельского разлома и параллельных ему разрывов взбросо-надвигового типа. Антиклинорий характеризуется сложнблоковым строением, выраженным сочетанием зон интенсивного смятия пород с образованием надвиговых чешуй и зон спокойного залегания толщ. Свод антиклинория имеет складчато-блоковое строение. С запада на восток выделяют четыре блока: западный, осевой, центральный и восточный. В целом для сводовой зоны характерны все виды складок и плохая сохранность структур из-за большого количества разломов. В его строении участвуют толщи от нижнерифейских до верхнедевонских. Западное крыло сложено силурийско — каменноугольными толщами. В пределах крыла породы смяты в непротяженные складки разнообразной по форме. Ширина западного крыла варьирует от 5—6 км до 10—20 км. По мере приближения к Глазовской зоне разломов,

отделяющей западное крыло от сопряженного Баренцевоморского синклинария, степень дислокации пород увеличивается.

Восточное крыло построено намного проще западного и представляет собой моноклиналь, сложенную мелкими пликативными структурами высоких порядков. Ширина восточного крыла варьирует от 5—10 км до 20—25 км. Оно сложено породами верхнего ордовика—верхнего девона [2].

Летом 2005 г. во время полевой экспедиций на остров Северный Новой Земли были отобраны для исследования образцы раннедевонского — раннепермского возраста, которые охарактеризовали практически весь палеозойский разрез данного района. Целью представляемых исследований являлось выделение в палеозойском разрезе Северного о-ва Новой Земли обогащенных ОВ горизонтов (нефтематеринских толщ).

Для достижения цели нам предстояло провести комплекс геохимических анализов для количественной характеристики ОВ, а также изучить качественный состав ОВ в наиболее обогащенных толщах разреза.

На начальной стадии исследований нами проводилось детальное литологическое исследование разреза района острова Северный Новой Земли, а также первичное опробование образцов методом люминесцентной битуминологии с целью отбора наиболее перспективные образцы для дальнейших исследований.

Для отобранных образцов был проведен пиролитический анализ на аппарате Rock-Eval-3. Это стандартный метод используется для характеристики ОВ и оценки нефтегенерационного потенциала и степени катагенеза нефтематеринской породы. Также были проведены анализы по определению общего содержания органического углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) в породе на экспресс-анализаторе АН-7529 [1].

После этого образцы экстрагировались методом холодной экстракции в хлороформе.

Проведенные нами анализы позволили выделить следующие перспективные нефтематеринские толщи:

— *Франско-фаменские отложения*, представленные известняками с прослоями алевролитов. Содержание органического вещества ( $C_{\text{орг}}$ ) в породах данного возраста изменяется от 0.12 до 0.32 %, по данным Rock Eval ТОС достигает 0.24 %. Диапазон изменения водородного индекса ( $HI = S2/C_{\text{орг}}$ , мгУВ/г породы) по данным пиролиза составляет 4—100 мгУВ/г породы.  $T_{\text{мах}}$  варьирует от 341 до 443 °С.

— *Турнейские известняки* с прослоями алевролитов и включениями кремнистых пород и халцедонолитов. Содержание  $C_{\text{орг}}$  изменяются от 0.22 до 0.87 %. Rock Eval показал, что значения ТОС колеблются в пределах от 0 до 0.11 %, водородный индекс ( $HI = S2/C_{\text{орг}}$ , мгУВ/г породы) равен 90 мгУВ/г породы, а значения  $T_{\text{мах}}$  колеблются от 316 до 419 °С.



— *Визе-серпуховские отложения* представленные толщей переслаивания кремнистых пород с известняками, с редкими прослоями терригенных пород, а именно алевролитов и аргиллитов. Содержание  $C_{орг}$  варьирует от 0.38 до 0.78 %. По данным анализа Rock Eval ТОС достигает 0.56 %, значения водородного индекса ( $HI = S2/C_{орг}$ , мгУВ/г породы) изменяются от 5 мгУВ/г породы до 28 мгУВ/г породы, а значения  $T_{max}$  колеблются от 422 до 474 °С.

— В *башкирских известняках* с подчиненными кремнистыми и терригенными образованиями содержание органического вещества ( $C_{орг}$ ) достигает 0.56 %. По данным пиролитического анализа Rock-Eval содержание ТОС достигает 0.32 %, водородный индекс ( $HI = S2/C_{орг}$ , мгУВ/г породы) изменяется в пределах от 15 мгУВ/г породы до 21 мгУВ/г породы. При этом значения  $T_{max}$  изменяются от 348 до 495 °С.

Таким образом, результатов проведенных нами аналитических исследований позволили сделать следующие выводы:

- Породы палеозойского разреза Новой Земли характеризуются достаточно низкими концентрациями ОВ, но все перечисленные толщи можно с определенной долей условности отнести к нефтегазоматеринским.

- Среди прочих можно выделить турнейские и визейско-серпуховские глинисто- карбонатные отложения, обогащенные кремнистым материалом. В них отмечаются повышенные, по сравнению с другими толщами, концентрации  $C_{орг}$ .

- Тип ОВ по данным Rock-Eval определялся условно по значениям водородного индекса (HI). Значения этого параметра во всех исследованных образцах не превышают 100 мгУВ/г породы, а диапазон его изменения составляет 4—100 мгУВ/г породы, что свидетельствует о преимущественно гумусовой природе органического вещества.

- Степень преобразования ОВ определялась по данным  $T_{max}$ . Отмечается неравномерный характер распределения этого параметра. Наиболее древние девонские.

- Отложения характеризуются пониженными значениями  $T_{max}$  (до главной фазы нефтеобразования), в то время как наиболее молодые башкирские отложения имеют высокие значения  $T_{max}$  (до 495 °С), что соответствует заключительной стадии главной зоны газообразования.

## Литература

1. *Соболева Е. В., Гусева А. Н.* Практикум по химии горючих ископаемых: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 2004. 94 с.
2. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Под ред. Погребницкого Ю. Е. С.-Петербург: Недра, 1992. 195 с.
3. *Шуилов Э. В., Тарасов Г. А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, 1998. 306 с.

# ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ, СОСТАВА И АНАТОМИИ ЦИРКОНОВ ИЗ ПИТЕРЛИТОВ САЛМИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Е. С. Кисеева

СПбГГИ(ТУ), Санкт-Петербург

*kiseeva\_kate@mail.ru*

---

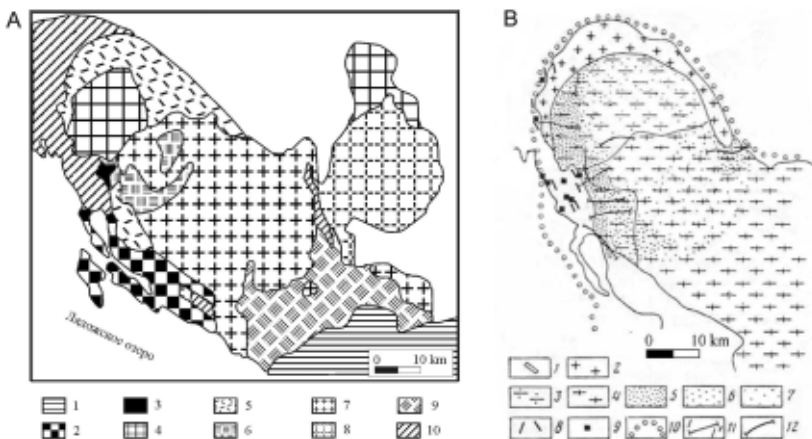
Циркон относится к числу широко распространенных акцессорных минералов и присутствует практически во всех типах горных пород. Ярко выраженная морфологическая изменчивость, широкий спектр примесей редких и редкоземельных элементов, способность накапливать и удерживать в структуре благодаря высокой механической, термической и химической устойчивости продукты распада радиоактивных изотопов — все это обуславливает широкое использование циркона как носителя генетической и геохронологической информации. Интерес к циркону применительно к решению геохронологических и геохимических задач особенно возрос с появлением локальных методов исследования. В настоящее время самым широко используемым методом изотопного датирования является U-Pb метод, выполняемый на цирконах.

Настоящая работа посвящена изучению акцессорного циркона гранитов Салминского плутона, одного из наиболее интересных представителей комплексов гранитов-рапакиви, с которым ассоциирует редкометалльное оруденение [1—3].

## Геологическое положение плутона

Салминский плутон расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера. Плутон имеет около 125 км в длину, занимает около 4500 км<sup>2</sup> и является одним из самых молодых в этом районе, его породам соответствуют датировки порядка 1.530—1.545 млрд лет.

Главной разновидностью пород плутона, слагающей около 70 % его площади, являются типичные розовые биотит-роговообманковые овоидные граниты-рапакиви (выборгиты), отнесенные Л. П. Свириденко и С. М. Бескиным к комплексу ранних гранитов *A* (рис. 1). Вторыми по распространенности являются выходы средне-равномернозернистых лейкократовых биотитовых гранитов, составляющих комплекс поздних гранитов *Б*. Небольшую площадь занимают фтор-литиевые редкометалльные граниты или комплекс самых молодых гранитов *В*. Каждый из этих комплексов подразделяется на ранние, более крупнозернистые, поздние, более мелкозернистые, и жильные фазы.



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Салминского массива, А — по Amelyn [3]; В — по С. М. Бескину [1].

**А:** 1 — платформенный чехол; 2 — Вулканогенно-терригенные породы Салминской свиты; 3—9 породы Салминского комплекса: 3 — альбит-литиевые сидерофильные граниты, 4 — порфиroidные мелкозернистые биотитовые граниты, 5 — равномернозернистые биотитовые граниты, 6 — порфиroidные мелкозернистые биотит-амфиболовые граниты, 7 — выборгиты, питерлиты, 8 — сиенограниты, биотит-амфиболовые граниты (Ульялегские граниты), 9 — Габбро-нориты, габбро, анортозиты, монцониты, кварцевые монцониты; 10 — раннепротерозойские (Свекокарельские) гнейсы и сланцы, породы карбонат-терригенного комплекса; **В:** 1 — комплекс самых поздних гранитов: средне- и среднемелкозернистые микроклин-альбитовые субщелочные граниты с протолигионитом; 2 — комплекс поздних гранитов: среднезернистые лейкограниты с биотитом; 3, 4 — комплекс ранних гранитов: 3 — разнозернистые порфиroidные биотитовые граниты, 4 — крупносреднезернистые порфиroidные и оvoidные биотит-роговообманковые граниты-рапакиви; 5—7 — зоны микроклинизации и аляскитизации, 5 — интенсивно, 6 — умеренно, 7 — слабо проявленные; 8, 9 — рудопроявления и месторождения: 8 — тантала и ниобия, 9 — олова и полиметаллов; 10 — подземный контур гранитов по  $\Delta g$ ; 11 — линия разреза; 12 — полевые маршруты

Вероятно под влиянием внедрения более поздних гранитов **Б** и **В**, граниты **А** претерпели значительные изменения, выраженные в кремнекалиевом метасоматозе с образованием питерлитов и неравномернозернистых аляскитоидных гранитов [1]. Эти породы занимают большую часть выходов гранитов **А** и играют заметную роль в строении массива. Является очевидным тот факт, что разные части и фазы выборгитов (или гранитов **А**) претерпели изменения в различной степени.

### Цель исследований и фактический материал

Целью работы является анализ особенностей морфологии, анатомии и состава акцессорного циркона из различных разновидностей питерлитов и выявление вариаций этих особенностей в зависимости от степени изменения первичных гранитов. Для анализа были отобраны 5 проб цирконов

из образцов пород поля развития питерлитов, представляющих 1—3 фазы и жильную фазу (аплит) гранитов *A*, а также наиболее сильно измененный гранит, вероятно 2 фазы.

### **Аналитические методы исследования**

На начальном этапе работы была проведена минеральная сепарация циркона из образцов путем дробления породы (щечковая дробилка Retsch BV 51), отмучивания, электромагнитной сепарации (электромагнитный валковый сепаратор ЭВС-10/5) и гравитационного осаждения в тяжелых жидкостях ( $\text{CHBr}_3$  с плотностью  $2.89 \text{ г/см}^3$  и  $\text{CH}_2\text{J}_2$  с плотностью  $3.34 \text{ г/см}^3$ ). Далее, выделенные из породы кристаллы циркона изучались с помощью оптической микроскопии на бинокулярном микроскопе Leica DC 180.

Часть кристаллов (порядка 25—30 из каждой пробы) была помещена в цилиндрическую отливку из эпоксидной смолы (“шайбу”), отшлифована примерно до половины толщины зерен и отполирована. Для катодоллюминесцентного изучения происходило напыление на установке EMITESH K450X для термического распыления углерода с опциональным модулем K350 для катодного распыления золота. Для получения катодоллюминесцентного изображения использовался сканирующий электронный микроскоп CamScan MX2500 с катодоллюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham. При изучении состава циркона был использован растровый электронный микроскоп-микроанализатор JXA-8600S фирмы Jeol. Исследования были проведены в лабораториях ЦИИ ВСЕГЕИ, растровая электронная микроскопия — в лаборатории СПГГИ (ГУ).

Статистическая обработка полученных результатов проводилась с помощью компьютерных программ Statistica 6.0. и Microsoft Excel.

### **Результаты исследований**

Проанализировав цирконы каждой пробы, можно подчеркнуть некоторые их особенности:

**1. Морфологические особенности.** Цирконы из всех пород отличаются идиоморфностью зерен и призматическим обликом с коэффициентом удлинения варьирующим от 1.5-2 (20 %) до 3-4 (80 %). Цвет цирконов — от бледно-желтовато-розоватого до интенсивно коричневого, обусловлено, вероятно, примесью трехвалентного железа. В каждой из пород цирконы варьирует в разной степени от прозрачных, практически незатронутых изменением, до мутных с многочисленными примесями и включениями других минералов. В наиболее сильно измененных породах наблюдается ослабление прозрачности и внутренней сохранности кристаллов.

**2. Особенности состава.** Наиболее широкий диапазон различных по составу и примесям цирконов присутствует в измененной жильной породе. Наиболее узкий диапазон наблюдается в цирконе из питерлита по 1 фазе гранитов *A*. Во многих цирконах наблюдается примесь Ce, Th, Yb и

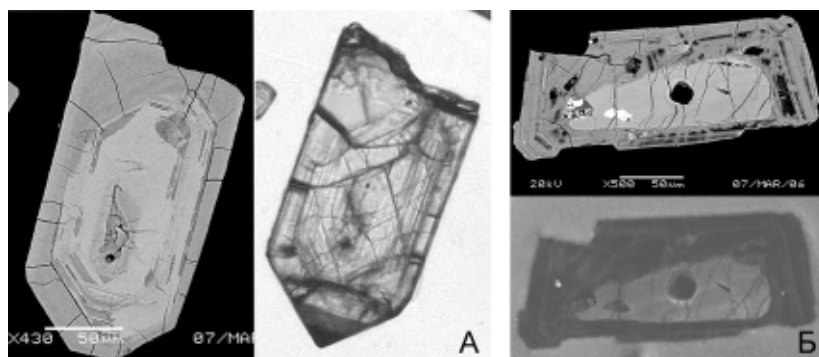
REE. В измененной жильной породе происходит обособление REE в собственные минеральные фазы — ксенотим и монацит, находящиеся во внутренних зонах или по периферии кристаллов циркона. Содержание в цирконах Hf варьирует от 0.29 в наименее измененной пробе питерлита по 1-й фазе до 3.51 % в цирконах из наиболее сильно измененной породы. При повышении степени трещиноватости, с которой сопряжены изменения цирконов, содержание Hf соответственно увеличивается. В наиболее трещиноватых и измененных зонах появляются примеси Al, Ca и Fe с содержаниями до 2 % и выше.

**3. Особенности анатомии.** В подавляющем большинстве кристаллов каждой породы в катодолюминесцентном и изображении в обратно отраженных электронах наблюдаются следы изменений и деформаций, выраженные в повышенной трещиноватости, в нарушенной, прерывистой первичной зональности роста, иногда полностью отсутствующей ввиду изменений и в частичной резорбции обычно внутренних частей кристалла с последующей регенерацией (рис. 2).

Обнаружено двухфазное строение кристаллов циркона из всех отобранных проб. Во внутренней зоне (ядре) наблюдаются раскристаллизованные расплавные включения, что подтверждает магматическую природу цирконов. Внешняя оболочка характеризуется отсутствием расплавных включений при наличии газовой-жидких, свидетельствующих о ее постмагматическом происхождении.

### Заключение и выводы

В результате проведенных исследований, становится очевидным, что цирконы из различных разновидностей питерлитов характеризуются широким диапазоном изменений морфологии и внутреннего строения. Осо-



**Рис. 2.** А — кристалл циркона из питерлита по жильной разновидности гранита А (I фазы), слева — BSE изображение, справа — оптическое изображение в проходящем свете; Б — кристалл циркона из питерлита по жильной разновидности гранита А, сверху — BSE изображение, снизу — КЛ изображение

бенности их анатомии свидетельствуют о неоднократной резорбции кристаллов с последующей регенерацией. В зависимости от степени изменения, в цирконах повышается содержание примесей Al, Ca, Fe, Th и REE (Ce и Yb групп). Это характерно для всех исследованных пород, что говорит об однотипных процессах их преобразования. Кроме того, исходя из проведенного анализа становится очевидной необходимость детальных исследований особенностей цирконов из типичных неизменных выборгитов и типичных разновидностей гранитов **Б** (второго комплекса).

*Работа поддержана научным грантом CRDF (ST-015-12).*

*Автор благодарит за помощь и содействие в написании работы с. н. с. Н. Г. Бережную и с. н. с. Е. В. Толмачеву, ЦИИ ВСЕГЕИ; с. н. с. В. А. Михайлова, ОГУМРЭ ВСЕГЕИ за предоставление материалов и выражает особую признательность своим учителям проф. М. А. Иванову и проф. Ю. Б. Марину, СПГГИ(ТУ).*

### Литература

1. Бескин С. М., Лишневецкий Э. Н., Диденко М. Н. Строение Питкярантского массива в Северном Приладожье (Карелия). М: Известия Академии Наук, 1983. Серия геологическая № 3, С. 19—26.
2. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Под ред. Л. П. Свириденко. Л.: Наука, 1985. 256 с.
3. Amelin Yu. V., Larin A. M., Tucker R. D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution, Contrib Mineral Petrol, 1997. 127: 353—368.

# КАРТИРОВАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Е. Е. Климовская, А. В. Климовский  
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск  
*klimovskiy@sampo.ru*

Костомукшский район обладает хорошей геолого-геофизической изученностью ввиду проведения здесь на протяжении десятилетий многочисленных поисково-разведочных работ на железные руды и благородные металлы. Однако не проводились исследования проявлений тальксодержащих пород с целью дальнейшего промышленного освоения. На финской территории Карельского кратона в аналогичных геологических обстановках, в зеленокаменном поясе Суомуссалми-Кухмо, разведаны и давно успешно эксплуатируются месторождения талькового камня апоультрамафитового типа.

В 2004 г. в Костомукшском рудном районе сотрудниками Института геологии Карельского научного центра РАН (Шеков В. А., Иванов А. А., Гаранжа А. В., Соколов С. Я.) совместно со специалистами Геологической службы Финляндии были начаты поисковые работы на тальк-карбонатные породы в рамках проекта “Модель сотрудничества в сфере камнедобывающей промышленности Еврорегиона “Карелия” на примере тальк-карбонатных пород Костомукшской площади” (TACIS CBC SPF № 061-188/038). Здесь выполнены рекогносцировочные геологические маршруты, валунный поиск, расчистки обнажений, геофизические исследования и пенетрационное бурение, по результатам которых был выделен ряд перспективных на тальк-карбонатные породы участков.

Изучаемый район расположен в юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры, сложенной породами мафической и вулканогенно-осадочной ассоциаций, а также южное и восточное ее обрамление – гранитоиды, представленные двумя массивами: Ниemiaрвинским и Восточным. Его отличает сложное геологическое строение, выраженное, прежде всего, разнообразием пород супракрустального комплекса, среди которых заметную роль играют ультраосновные вулканы, не имеющие такого широкого развития за ее пределами.

Супракрустальные образования исследуемой площади по составу, пространственному положению и данным абсолютного возраста разделяются на три толщи: базальтовая, ультраосновная, железисто-кремнистая сланцевая.

Ультраосновная толща сложена хлорит-серпентиновыми, тремолитовыми, хлорит-тремолитовыми, актинолитовыми, тальк-карбонат-хлоритовыми, тальк-карбонатными и другими разновидностями магнезиальных пород – метаморфизованными вулканидами ультраосновного состава, участками сохраняющими структурно-текстурные особенности вулканитов: подушечные и шаровые лавы, автобрекчии, спинифекс-структуры, слоистые туфы и туфобрекчии [1].

По заказу компании ООО “Инкод”, имеющей лицензию на право пользования недрами с целью геологического изучения и добычи блочного камня, на участке недр “Озерки”, в 2006 г. сотрудниками ИГ КарНЦ РАН было осуществлено алмазное бурение и детальные геофизические работы, необходимость проведения которых обусловлена минимальной обнаженностью тальк-карбонатных пород. Последнее объясняется достаточно низкой твердостью этих пород, в силу чего они формируют отрицательные формы рельефа и покрыты толщей четвертичных отложений.

Геофизические работы проводились нами с целью оконтуривания и определения площадного распространения тальк-карбонатных пород под четвертичными отложениями. Они включали в себя детальную магнито-разведку по сети 2075 м и метод кажущегося удельного сопротивления по методике симметричного профилирования с разносом питающей линии  $AB = 60$  м и измерительной  $MN = 20$  м. Предпосылкой для постановки детальных геофизических исследований служили результаты геофизических работ 2004 и 2005 гг., проведенные на этом же участке сотрудниками Института геологии (Соколов С. Я., Савицкий А. И., Матвеев Д. А., Чашин А. В.) по профилям через 100 м с азимутом  $127^\circ$ , которые и были взяты за основу сети. По ним выявлены повторяющиеся по характеру поведения аномалии магнитного поля.

Значения аномального магнитного поля на участке работ лежит в интервале от  $-1460$  до  $3500$  нТл со средним значением  $136$  нТл. Поле северо-восточной части площади съемки представляет собой линейную положительную аномалию с азимутом простирания около  $30\text{—}35^\circ$  и шириной от  $70$  м в районе профиля  $-220$  (интервал пикетов с  $-10$  до  $60$ ) до  $120$  м в районе профиля  $-400$  (с  $0$  пикета по  $120$ ). Юго-западнее профиля  $-220$  аномалия имеет ширину около  $370$  м и более сложную структуру, является фрагментом аномалии магнитного поля участка “Зеленая горка”.

Поле кажущегося удельного сопротивления позволяет выделить область пониженных значений от  $500$  до  $1000$  Ом·м в средней части профилей. Этот относительно проводящий пояс, по-видимому, соответствует тальк-карбонатному телу. Свой вклад в уменьшение кажущегося удельного сопротивления вносит болото, которое пересекается профилями, его глубина по данным алмазного и пенетрационного бурения варьирует здесь от  $2$  до  $7$  м.



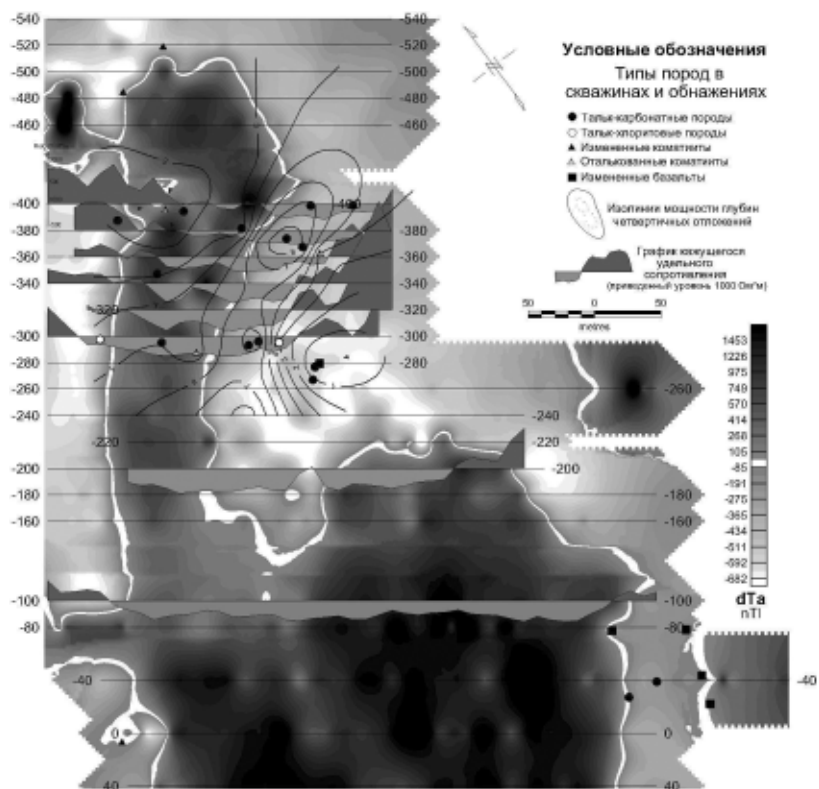


Рис. Схема геофизических полей на участке "Озерки", территория административного подчинения г. Костомукша

Обобщив геологические данные и результаты геофизических работ по данному участку, можно заключить следующее:

1. низкие значения аномального магнитного поля и значения кажущегося удельного сопротивления, достигающие максимальных величин, на юго-востоке и северо-западе участка (начала и концы профилей, см. рис.) соответствуют metabasaltam, формирующим положительные формы рельефа;

2. измененным ультраосновным породам соответствует широкий интервал значений аномального магнитного поля. Интенсивность последнего зависит от степени метаморфических и метасоматических изменений. Тальк-карбонатные породы характеризуются в основном пониженными значениями кажущегося удельного сопротивления.

В целом можно заключить, что неоднородная толща тальк-карбонатных пород создает сильно дифференцированные геофизические поля. Результаты интерпретации геофизических работ подтверждены бурением. Дальнейшие планируемые аналитические и петрофизические исследова-

ния позволят выявить критерии разделения аномалий геофизических параметров, соответствующих в различной степени измененным ультраосновным породам, одной из разновидностью которых являются тальк-карбонатные породы.

Авторы благодарят сотрудников ИГ КарНЦ РАН, оказавших содействие в организации и проведении полевых исследований.

### **Литература**

1. Геология и металлогения района Костамукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.

## ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ РЕКИ МАЛОЙ ЛЕМВЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В. Н. Леденцов, Д. Н. Ремизов, Ф. Н. Феофилактов  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
[feofilaktov@geo.komisc.ru](mailto:feofilaktov@geo.komisc.ru)

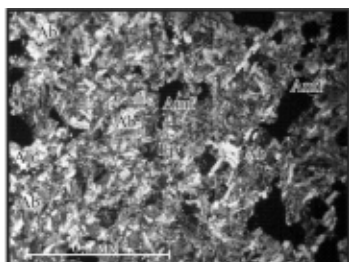
На западном склоне Приполярного Урала в верховьях рек Большая и Малая Лемва широко распространены тела габбро-долеритов орангьюганско-лемвинского комплекса. Субинтрузии этого района несут сульфидную минерализацию, металлогения которой еще не достаточно изучена.

В геологическом строении района работ принимают участие осадочные породы, разделенные на ряд свит (молодвожская, погурейская, грубеинская). Среди магматических горных пород, входящих в состав следующих комплексов: граниты (Лемвинский гранитный массив — R<sub>3</sub>-V); габбро-долериты, относимые к орангьюганско-лемвинскому комплексу (O<sub>3</sub>-S<sub>1</sub>oJl); риолиты пожемского комплекса (D-C<sub>3</sub>). Близкий и часто однотипный состав свит, сложная тектоническая ситуация, зеленосланцевый метаморфизм, отсутствие четких геологических границ и скудная палеонтологическая характеристика не позволяют говорить о достоверном расчленении разреза на свиты. Магматические породы района также в различной степени изменены метаморфическими и метасоматическими процессами. Возраст габбро-долеритов также трактуется в широком диапазоне от раннего ордовика (Объяснительная записка..., 2005) до раннего силура.

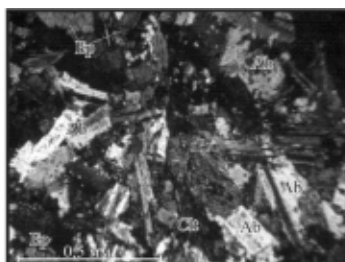
Орангьюганско-лемвинский габбро-долеритовый комплекс в районе верховьев р. Малой Лемвы представлен согласными телами (силлами) практически недифференцированных долеритов, залегающих в преимущественно терригенных отложениях нижнего палеозоя Лемвинской зоны. Большинство контактов тектонизированы, однако, наблюдаются и нормальные интрузивные соотношения. Восточнее, в бассейне р. Б. Тыкотловы, наблюдаются признаки внедрения подобных тел в нелитифицированный осадок (устное сообщение М. А. Шишкина), что свидетельствует о близко одновременном осадконакоплении и базальтовом магматизме.

Породы орангьюганско-лемвинского комплекса представлены метаморфизованными габбро, габбро-долеритами, кристаллосланцами различного состава преимущественно эпидот-хлорит-амфиболитового состава. Роговики по вмещающим осадочным породам — стильпномелан-роговообманковые кристаллосланы, существенно альбитовые тонкозернистые породы с актинолитом и стильпномеланом (см. рисунок).

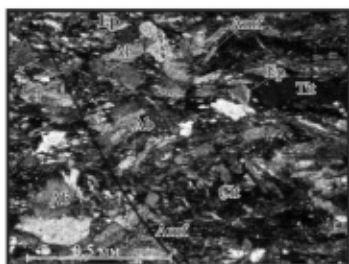
Изученные габбро-долериты принадлежат двум петрохимическим рядам — нормальному и умеренно-щелочному, имеют преимущественно натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Это в основном уме-



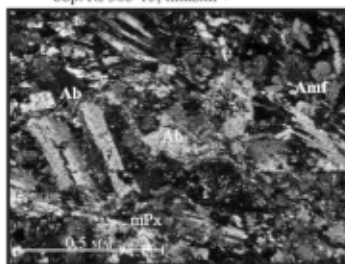
А) Метадолерит м/з обр. № 303-15, николи +



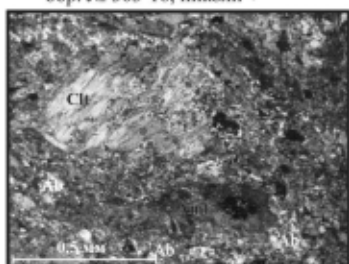
Б) Метадолерит среднезернистый обр. № 303-15, николи +



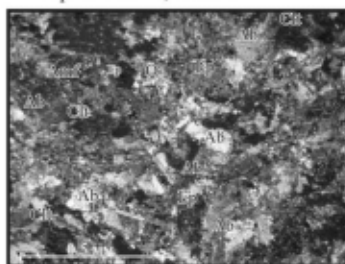
В) Метадолерит среднезернистый обр. № 303-16, николи +



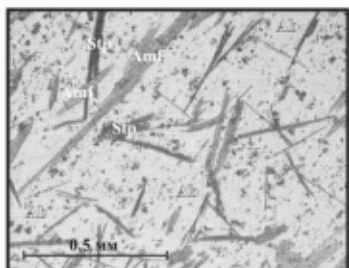
Г) Амфиболизированное габбро обр. № 303-14, николи +



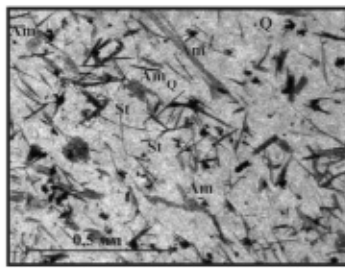
Д) Метабазальт обр. № 303-5, николи +



Е) Эпидот-хлорит-амфиболовый кристаллосланец. Обр. № 311, николи +



Ж) Существенно альбитовая тонкозернистая порода с актинолитом и стильпномеланом (роговик), николи II



З) Стильпномелан-роговообманковый кристаллосланец (роговик) Обр. № 122, николи II

Микрофотографии шлифов

ренно-калиевые и низкокалиевые образования. Породы принадлежат умеренно — высоко железистой серии, умеренноглиноземистые, а в случаях более меланократового состава — низкоглиноземистые.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к толеитовым и субщелочным оливиновым базальтам. По содержанию редкоземельных элементов наблюдаются высокие концентрации крупноионных элементов — Sr, Ba, Sm, Sc, Th и близкие к NMORB содержания высокозарядных элементов с резкой отрицательной аномалией циркония-гафния, и слабой — ниобия. Наличие отрицательной необий-танталовой аномалии в некоторых образцах подтверждает предположение о задуговом их происхождении, хотя аномалия выражена не так четко, как в базальтах современных задуговых бассейнов.

Юго-восточнее Лемвинского аллохтона на восточном склоне Приполярного Урала располагается Неркаюсский комплекс. По составу габбро-долериты Неркаюсского комплекса сходны с орангъюганско-лемвинским комплексом пород [1, 2]. В первичномагматических породах Неркаюсского комплекса и долеритах р. Лемвы наблюдается повышенное содержание легких редкоземельных и крупноионных элементов — Rb, Th, Ba, Sr, Ce и пониженное относительно базальтов СОХ содержание высокозарядных элементов, что указывает на общие закономерности условий их образования, характерные для островных дуг. В отличие от габбро-долеритов орангъюганско-лемвинского комплекса в них наблюдаются положительные аномалии Nb и Ta.

Специфика геологического строения района, т. е. терригенный характер раннепалеозойского разреза, высокая насыщенность телами габбро-долеритов, возрастание количества тел вверх по разрезу от погурейской свиты к грубеинской и надсубдукционные петрогеохимические параметры базитового магматизма позволяют сделать вполне определенный вывод о природе и геодинамической позиции бассейна осадконакопления в целом. Вероятнее всего, раннепалеозойский палеоокеанический бассейн в этом районе представлял собой задуговое (окраинное) море типа Охотского или Японского морей, а не спрединговый Уральский палеоокеан. Уральская окраина палеоконтинента Балтика в этот период была не пассивной, а скорее представляла активную континентальную окраину западнотихоокеанского типа.

### Литература

1. Ремизов Д. Н., Юдин В. В., Григорьев С. И. Геодинамическая позиция высокобарических комплексов Полярного Урала. // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2002, № 4. С. 4—8.

2. Ремизов Д. Н., Григорьев С. И., Григорьева Н. Г. и др. Первичный состав и геодинамика Неркаюсского и Лемвинского аллохтонов Приполярного Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар, 2006. С. 128—142.

# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БОЛОТИСТОЕ (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А. А. Лотина

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

*anylotina@hotmail.com*

---

Золото-висмут-теллуровые месторождения и проявления известны на Урале (Кочкарское, Натальевское), Забайкалье (Дарасун, Средне-Голготайское, Березняковское), Австралии (Тимбара, Калгури), Канаде (Омай, Даблин Галч, Ред-Монтбрей), США (Шотгун, Форт-Нокс, Крипл-Крик), Испании (Ортоса), Румынии (Нагиаг), Узбекистане (Кочбулак, Бургунда, Мосриф). Широко они распространены и в основных золоторудных поясах Северо-Востока России (Яно-Колымского, Аллах-Юньского, Куларского, Чукотского). На Сихотэ-Алине к золото-редкометальному типу относятся месторождения Криничное, Аскольд, Путятинское (Южный Сихотэ-Алинь) и Болотистое (Западный Сихотэ-Алинь). Золото-редкометальные месторождения Востока России связаны с гранитоидами. Среди этих месторождений, по данным различных исследователей, выделяются позднеюрско-раннемеловые, раннемеловые и позднемеловые.

Рудопоявление Болотистое отличается от других золото-редкометальных месторождений Востока России тем, что оно пространственно и генетически связано с габбро и габбро-диоритами позднемелового-палеогенового возраста. Рудопоявление локализовано в Сихотэ-Алинском орогенном поясе на западном фланге Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Оно расположено в зоне небольших интрузий габбро-диоритов позднемелового-палеогенового возраста, которые прорывают толщи нижнемеловых песчаников. Оруденение представлено серией кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в габбро-диоритовом мел-палеогеновом массиве [1, 2]. Жильный кварц представляет собой тонко-мелкозернистый агрегат с гранобластовой, реже мозаичной структурами. Он сложен близкими к изометричным, реже ксеноморфными зернами, часто содержит участки выполнения более крупнозернистыми агрегатами шестоватых и удлинённых зерен, размер их от 0.1 до 0.8 мм. Зерна кварца чаще с волнистым, реже со ступенчатым угасанием, содержат многочисленные беспорядочно рассеянные, пылевидные и точечные включения рудного минерала. В некоторых местах удлинённо-шестоватый кварц сечется прожилками более позднего мелкозернистого кварца содержащего микрочешуйчатый серицит. В кварцевой массе отмечаются вкрапленники и гнезда тетрадимита, теллуrowисмутита, золота, пирита, арсенопирита, халькопирита пирротина, сфа-

лерита, галенита и др. Золото находится в сростках с теллуридами висмута и турмалином. Размер золотин наиболее распространен от 0.16 до 0.25 мм. Характерен цвет золотин от интенсивно желтого до светло-желтоватого. Пробность золота высокая и колеблется в диапазоне от 923 до 974 [1].

По литературным данным, ультрамелкие вкрапленники золота находятся во многих сульфидах золото-кварцевых месторождений: пирите, арсенопирите, халькопирите, пирротине, галените и сфалерите, отмеченных в составе различных типов руд. Поэтому были исследованы распределения элементов-примесей в сульфидах Болотистого рудопроявления. Анализы были выполнены с помощью эмиссионного спектрального метода.

В пирите, арсенопирите и халькопирите рудопроявления были выявлены следующие элементы-примеси: Au, Ag, Bi, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Sb и As. Из перечисленных элементов промышленный интерес представляет лишь золото и серебро.

Примесь золота в пирите колеблется в пределах от 6 до 39 г/т, в среднем составляя 7.4 г/т. Содержание Ag в этом же минерале колеблется от 0.7 до 49 г/т, в среднем составляя 10 г/т. По сравнению с пиритами из магматических пород пириты из осадочных пород содержат более высокие содержания золота. Более богат золотом арсенопирит, в котором примесь золота колеблется от 12 до 30 г/т, серебра от 1 до 4 г/т. Халькопирит наоборот более обогащен серебром от 200 до 230 г/т. В халькопирите установлена примесь висмута от 25 до 29 г/т. Типоморфной примесью для сульфидов Болотистого оруденения является Sn содержание, которого колеблется от 6 до 30 г/т в среднем составляя 12 г/т.

### Литература

1. *Иванов В. В., Замбржицкий А. И., Молчанова Г. Б. и др.* Особенности минералогии золото-висмут-теллурурового оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Ташкент, 2002. С. 176—178.
2. *Степаненко В. М., Замбржицкий А. И., Буряк В. А.* Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе — показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Благовещенск, 2001. С. 145.

# ЭВОЛЮЦИЯ СООБЩЕСТВ ТАБУЛЯТ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА И СИЛУРА В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

В. Ю. Лукин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[lukin@geo.komisc.ru](mailto:lukin@geo.komisc.ru)

---

В развитии бентосных организмов в палеозое в Тимано-Североуральском палеобассейне наблюдается несколько переломных моментов, которые связаны с изменениями условий осадконакопления.

Территория рассматриваемого палеобассейна в среднем палеозое находилась в зоне тропического и субтропического климата, что благоприятно сказывалось на развитии и распространении морской теплолюбивой фауны. В регионе в то время табуляты были одной из основных групп морской бентосной фауны. Существование и расселение их сообществ непосредственно связано с историей развития Тимано-Североуральского бассейна и обусловлено было такими факторами, как наличие обширных мелководных областей благоприятных для обитания бентоса, различными путями миграции и темпами эволюции окружающей биоты.

Образование морского бассейна с карбонатным режимом осадконакопления произошло в среднем ордовике в результате обширной трансгрессии. На территории Тимано-Североуральского сегмента одна из наиболее крупных вспышек биоразнообразия большинства бентосных организмов-фильтраторов — целентерат, мшанок и брахиопод, произошла в позднем ордовике. Северная часть Уральского палеобассейна в это время входила в состав Америко-Сибирской палеобиогеографической области [5] (Кальо и др., 1970).

В карадоке в Уральском палеобассейне сложились благоприятные условия для обитания кораллов. Древнейшие табуляты семейств *Lichenariidae*, *Billingsariidae*, *Lyoporidae*, *Tetradiidae* мигрировали сюда из Североамериканского палеобассейна [11] (Соколов, 1951). Кораллы вместе с мшанками, криноидеями и водорослями формировали на мелководье кораллово-мшанковые биостромы [9] (Ордовик..., 1991). Среди табулят массовое развитие получили представители рода *Lichenaria*. Кроме лихенарий здесь распространены роды *Lessnikovaea*, *Nyctopora*, *Eofletcheria* и *Rhabdotetradium*.

В раннем ашгилле произошло обмеление эпиконтинентального моря, но при этом продолжали существовать все семейства среднеордовиковских табулят, а их родовое разнообразие даже несколько увеличилось. В паль-



никшорское время появились цепочечные кораллы рода *Catenipora* и гелиолитоидеи *Acdalopora*, *Plasmoporella*, в малотавротинское время — первые фавозитиды (*Mesofavosites*) и представители рода *Saffordophyllum*. В это же время на окраинах шельфа началось образование рифовых массивов [1]. На территории региона они известны в бассейнах рек Илыч, Кожым и Лек-Елец. Основными каркасостроителями рифов были водоросли, губки и колонии табулят родов *Lichenaria*, *Mesofavosites*, *Catenipora* и гелиолитиды рода *Plasmoporella*. В середине яптикшорского времени на шельфе вследствие очередной трансгрессии более широкое развитие получили водорослево-кораллово-стрматопоратовые биостромы мощностью 4—5 м, в строительстве которых принимали участие табуляты родов *Mesofavosites*, *Palaeofavosites*, *Eocatenipora*, и брахиподово-коралловые банки с колониями *Palaeofavosites*, достигающими 50 см в диаметре. В позднем ашгилле вследствие обширной трансгрессии условия стали благоприятными для расселения бентоса на большей части территории Тимано-Североуральского региона. Разнообразие ордовикской бентосной фауны здесь достигло своего максимума в основном за счет иммиграции [4]. В это время Северо-Уральский бассейн сообщался с Североамериканским и Сибирским морями на севере, открылись связи с морями Балтии, Казахстана и Алтая [5, 13]. Но преобладающей в регионе оставалась североамериканская фауна.

В конце ашгиллского (позднекырьинское время) века произошла обширная регрессия морского бассейна, которая привела к резкому сокращению площади эпиконтинентального шельфа. Это явление многие исследователи связывают с крупным материковым оледенением африканской и южноамериканской частей Гондваны [6, 7, 8]. На границе ордовика и силура произошел один из самых крупных в фанерозое биотических кризисов (*pacificus*). Похолодание климата привело к нарушению химизма морских вод и биогеографической зональности шельфовых сообществ биоты, что проявилось в массовом вымирании фауны в большинстве морских бассейнов мира.

Наступившая в раннем лландовери трансгрессия моря вновь создала благоприятные условия для расселения бентосной фауны. Освободившиеся ранее экологические ниши активно осваивались немногочисленными ордовикскими таксонами, пережившими кризис. Они широко расселились в эпиконтинентальных морях и стали по существу космополитами.

На границе ордовика и силура исчезли лихенарииды, биллингсарииды, тетрадииды. В раннем лландовери (яренейское и лолашорское времена) из фавозитид продолжали существовать роды *Mesofavosites*, *Palaeofavosites*, появились виды рода *Favosites* и *Multisolenia*. Хализитиды были представлены ордовикскими *Catenipora* и *Halysites* [2, 3, 10, 12]. Из гелиолитид сохранился только род *Propora*, но появились виды рода *Stelliporella*. Впер-

вые на этом уровне зафиксированы представители алвеолитид (*Subalveolites*). Табуляты раннесилурийской эпохи характеризуются широким географическим распространением. Сходные комплексы кораллов были выявлены в морских бассейнах Сибири, Таймыра, островов Новая Земля и Долгий, Балтии. Это показывает на наличие широких связей между этими палеобассейнами, способствовавшими интенсивному обмену фауной.

В позднелолашорское время произошло существенное обмеление Тимано-Североуральского бассейна, которое привело к довольно резкому обеднению систематического состава табулятовой фауны. Редкими становятся представители цепочечных табулят *Halysitida*. В филиппьельское время стабилизация бассейна способствовала некоторому увеличению видового разнообразия рода *Favosites* и появлению первых тамнопорид из рода *Parastriatopora* [3]. Развитие табулят в это время было связано в основном с органогенными постройками. В маршрутнинское время трансгрессия морского бассейна вновь создала благоприятные условия для более широкого расселения бентоса. При этом родовой состав табулят не претерпел существенных изменений, а видовое разнообразие выросло за счет видов из родов *Favosites* и *Parastriatopora*. Широкое расселение в позднелландоверийское и венлокское времена таких космополитных видов, как *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Favosites gothlandicus* Lam., *Sapporipora favositoides* (Tchern.), характерных для большинства палеобассейнов Евразии, говорит о свободной миграции табулят в лландовери и венлоке в пределах обширных акваторий.

Таким образом, анализ закономерностей латерального (в бассейне) и вертикального (во времени) распространения табулят позволил установить, что последовательная смена коралловых комплексов в среднем палеозое на территории региона определялась в большей степени эвстатическими колебаниями уровня моря, миграцией фауны в палеобассейнах и в меньшей — эволюционными процессами. Динамика разнообразия табулятовой фауны в регионе имела тесную связь с обстановками осадконакопления в бассейне и глобальными событиями планетарного характера. Изменения условий обитания и нарушение целостности существовавших биотопов в результате колебаний уровня Мирового океана и резкие климатические перемены были основными причинами эволюционных кризисов табулят и бентоса в целом. Сокращение разнообразия кораллов происходило в периоды регрессий, а увеличение — в трансгрессивные стадии. Максимум их разнообразия приходился на периоды стабилизации морского палеобассейна.

### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 302 с.

2. Барская В. Ф. О некоторых силурийских табулятах Приполярного и Северного Урала // Геология, палеонтология, палеогеография. М., 1973а. С. 3—43.
3. Барская В. Ф. О некоторых силурийских фавозитах Приполярного Урала // Геология, палеонтология, палеогеография. М., 1973б. С. 44—61.
4. Безносова Т. М. Раннепалеозойские сообщества брахиопод // Сообщества ископаемых организмов как важный структурный элемент биосферы. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 14—17. (Отчеты по прогр. фонд. исслед. отд. наук о Земле президиума РАН; Отчетная серия № 12 (30)).
5. Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Нестор Х. Э. Палеобиогеографический обзор ордовикских и силурийских кораллов и строматопороидей // Закономерности распространения палеозойских кораллов СССР: Тр. II Всесоюз. симпоз. по изучению ископаемых кораллов СССР. М.: Наука, 1970. Вып. 3. С. 6—15.
6. Кальо Д. Л., Нестор Х. Э., Пылма Л. Л., Эйнасто Р. Э. Позднеордовикское оледенение и его отражение в осадконакоплении палеобалтийского бассейна // Важнейшие биотические события в истории Земли: Тр. XXXII сессии ВПО. Таллинн, 1991. С. 68—78.
7. Корень Т. Н. События на границе ордовика и силура // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 35—38.
8. Невеская Л. Н. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: Наука, 1998. 503 с. (Тр. ПИН. Т. 270).
9. Ордовик Приполярного Урала. Палеонтология / Под ред. В. Н. Пучкова. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 287 с.
10. Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С., Боринцева Н. А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 129 с.
11. Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Ч. 1. Ордовик Западного Урала и Прибалтики. Л.–М.: Гостоптехиздат, 1951. 170 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 48).
12. Чехович В. Д. Биостратиграфическое расчленение силура Приполярного Урала по табулятам // Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР. М.: Наука, 1965. С. 59—86.
13. Hill D. The sequence and distribution of Ludlovian, Lower Devonian and Couvianian Coral Faunas in the Union of Soviet Socialist Republics // Palaeontology, 1967. V. 10. Pt. 4. P. 660—695.

# ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРЕМЫ МИНКОВСКОГО К ОПИСАНИЮ КРИСТАЛЛОВ

М. С. Макаров, Д. Г. Степенщиков

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

*makarov@geoksc.apatity.ru*

---

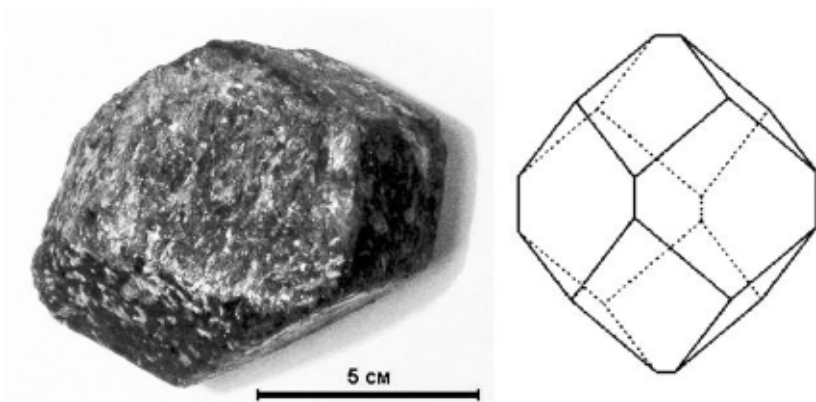
Помимо двугранных углов важной характеристикой кристалла являются площади и взаимное расположение граней. Точное отображение формы кристалла можно представить различными способами, например, указанием всех координат вершин и порядка их смежности по ребрам, или суперпозицией аналитически заданных плоскостей граней, высекающих в пространстве полиэдр. Некоторые из таких способов неудобны и избыточны, другие требуют трудоемких вычислений. Отчасти поэтому в кристаллографии нет пристального внимания к форме кристаллов — в основном указываются ее общая характеристика (габитус) и кристаллографические индексы граней.

Не умаляя значимости других подходов, в данной работе мы предлагаем описывать полиэдрическую форму кристалла через площади граней и векторы нормалей к ним, или их индексы. Этот подход основан на теореме Минковского, согласно которой существует единственный многогранник, заданный ориентировками граней и их площадями, на которые накладывается условие:

$$\sum_{i=1}^F (S_i \cdot \vec{n}_i) = 0$$

где  $F$  — число граней,  $S_i$  — площадь  $i$ -й грани,  $\vec{n}_i$  — единичная нормаль  $i$ -й грани [1]. Все эти характеристики можно легко получить. Нормали граней вычисляются по их кристаллографическим индексам при известных сингонии и параметрах элементарной ячейки кристалла. Измерение площадей граней можно проводить как на самих кристаллах в случае крупных образцов, так и по фотографиям или отсканированным изображениям каждой грани. Кристаллы, выросшие на субстрате и хорошо ограниченные только с одной стороны, можно дополнить фиктивными гранями, отсекая ими неограниченную часть. Для малых и микроскопических кристаллов приемлем фотометрический метод, при котором площадь грани считается пропорциональной интенсивности отраженного от нее светового потока [2].

Авторами был программно реализован алгоритм, восстанавливающий форму кристалла по параметрам элементарной ячейки минерала, его сингонии, индексам граней и их площадям. На выходе получается трехмерное изображение кристалла, которое можно рассматривать в любом масштабе и под различными углами. Пример такого изображения дан на рисунке.



Кристалл алмаantina и его изображение, полученное по площадям граней

Достоинством предлагаемого описания являются его краткость: кристалл с  $F$  гранями описывается всего  $4F$  вещественными числами (три числа задают нормаль, и одно — площадь грани). Теорема Минковского гарантирует, что для данного набора параметров существует один и только один кристалл, то есть обеспечивает уникальность отображения. Восстановление формы кристалла с помощью авторской программы осуществляется за несколько секунд. При небольшой погрешности исходных данных, всегда имеющей место, гарантированно получается приемлемый результат.

Недостатками описания являются его применимость только к выпуклым, хорошо ограненным кристаллам с ясно различимыми плоскими гранями. Ступенчатость, скульптура граней, сколотые вершины и т.д. могут привести к неверной оценке площадей граней и, в итоге, к неточному построению формы, в результате чего геометрически близкие по размерам кристаллы могут оказаться комбинаторно различными. Идеальность граней кристалла определяет достоверность его отображения через указанные параметры.

*Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, научной школы НШ-1413.2006.5 и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.*

#### Литература

1. Александров А. Д. Выпуклые многогранники. М.-Л.: Гостехиздат, 1950. 428 с.
2. Глазов А. И. Методы морфометрии кристаллов. Л.: Недра, 1981. 147 с.

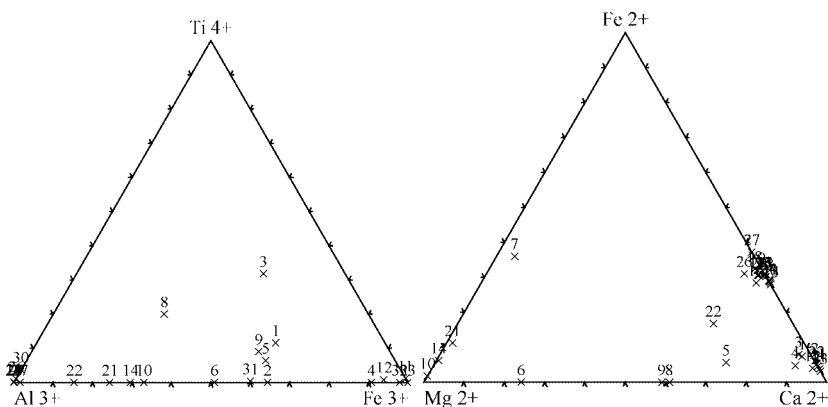
# СОСТАВ ГРАНАТОВ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ЧЕТЛАСКОГО КАМНЯ

Б. А. Макеев, В. А. Патова  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*mak@geo.komisc.ru*

Гранаты одни из наиболее распространенных акцессорных минералов в лампрофирах Четласского Камня [1, 2]. Изучение его состава в коренных породах может пролить свет на источник поступления гранатов разного состава в аллювиальные современные отложения и древние россыпи.

Гранат несмотря на постоянное присутствие в протолочках лампрофиров и лампрофировых брекчий петрографически отмечен только в эклогитовых и амфиболитовых ксенолитах, иногда встречается в оливине и пироксеновых вкрапленниках. В автолитах и основной ослюденелой хлорит-серпентин-кальцитовый массе гранат является большой редкостью и характеризуется крайне неравномерным распределением. По составу это чаще гроссуляр, андрадит, пироп, пироп-альмандин (табл. 1, 2, рис. 1, 2) ромбо- и пентагон-додекаэдрического облика желтовато-коричневых и розоватых цветов, размер зерен 0.30—1.65 мм. В тяжелой фракции протолочек содержится от единичных знаков до 0.5 % гранатов.

Пироп встречен в автолитах отдельных лампрофировых тел: раздуд дайки А-3, скв. 24; аномалия 4-39, скв. 122, 125; шток “Исток Мезени”. Он мелкозернистый (0.10—0.65 мм) малиновый, густо-малиновый с фиолетовым оттенком до сиреневого. Наиболее устойчива ассоциация с хромдиопсидом, хромшпинелидами, ильменитом и магнетитом. В современной аллювии р. Косью пироп встречается вместе с единичными кристаллами алмаза, для которых предполагается местный источник. Пироп из керсан-



**Рис. 1.** Фигуративные точки состава гранатов: а — трехвалентные компоненты  $Cr^{3+} < 0.03$ , б — двухвалентные компоненты  $Mn^{2+} < 0.03$

Таблица 1

## Химический состав гранатов из лампрофиров Четласского Камня

№ обр.	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	SrO
8/180	0.65	6.10	36.14	32.41	1.98	0.00	0.47	22.24	0.00
- « -	0.00	7.47	38.29	32.47	0.00	0.00	0.00	21.77	0.00
- « -	0.83	4.84	34.91	34.11	5.78	0.00	0.00	19.53	0.00
- « -	1.34	1.95	36.82	31.00	0.00	0.00	0.00	28.89	0.00
- « -	5.91	7.51	37.36	26.60	1.14	0.00	0.00	21.47	0.00
- « -	20.24	10.55	47.11	8.96	0.00	0.00	0.00	13.14	0.00
- « -	12.92	27.39	44.27	1.40	0.00	0.00	0.00	14.01	0.00
6-110.5	10.92	11.69	42.99	23.20	3.56	0.00	0.00	7.64	0.00
- « -	11.64	6.80	47.94	23.38	1.42	0.00	0.00	8.82	0.00
02/25.0	31.26	18.28	37.40	0.00	0.00	0.00	0.00	13.05	0.00
16/33.5	0.00	0.00	35.40	33.37	0.19	0.00	0.05	30.99	0.00
- « -	0.37	1.19	36.35	32.36	0.14	0.11	0.08	29.01	0.40
- « -	0.00	24.09	40.28	22.72	0.00	0.00	0.00	12.90	0.00
- « -	28.89	18.56	37.51	0.28	0.00	0.00	0.38	14.38	0.00
- « -	0.00	25.52	39.95	23.03	0.00	0.00	0.00	11.51	0.00
- « -	0.88	22.85	37.58	25.23	0.00	0.00	0.00	13.47	0.00
16/43.5	0.52	22.90	36.61	25.24	0.00	0.00	0.07	14.67	0.00
- « -	0.46	23.14	36.91	24.20	0.00	0.00	0.00	15.29	0.00
- « -	0.36	22.90	36.57	24.74	0.00	0.00	0.30	15.14	0.00
16/47.0	0.00	25.05	39.56	23.47	0.00	0.00	0.00	11.92	0.00
- « -	27.33	20.10	36.16	0.68	0.00	0.00	0.35	15.37	0.00
- « -	5.19	18.57	39.62	23.29	0.00	0.48	0.00	12.65	0.00
M-036г	0.08	23.60	35.35	24.85	0.00	0.00	0.08	14.24	1.79
- « -	0.00	25.16	38.18	22.91	0.00	0.00	0.15	11.98	1.62
- « -	0.15	22.95	39.76	23.68	0.00	0.00	0.05	13.40	0.00
- « -	1.20	23.99	39.25	21.42	0.20	0.43	0.16	13.34	0.00
- « -	0.00	20.53	35.40	21.55	0.00	0.00	0.12	16.90	5.50
M-036в	0.00	25.37	38.24	23.09	0.05	0.19	0.28	12.77	0.00
- « -	0.39	24.58	37.45	23.69	0.00	0.01	0.17	13.71	0.00
- « -	0.00	23.98	38.33	24.13	0.74	0.21	0.10	12.44	0.00
M-025	0.00	8.61	36.66	33.85	0.05	0.06	0.24	20.35	0.19
- « -	0.00	0.45	35.25	32.96	0.00	0.00	0.00	31.33	0.00
- « -	0.00	0.00	34.95	33.52	0.00	0.00	0.00	31.05	0.48

титов умеренно кальциевый, хромистый, соответствует пиропу лерцолитового, иногда верлитового парагенезиса. Пироп-альмандин постоянно высоко-железистый и малохромистый, содержит редкие иголки рутила, подвержен эпидотизации, относится к эклогитовой мантийной ассоциации, характеризуется окраской от розовой до оранжевой.

Гранат во вмещающей основной массе чаще идиоморфно-зернистый, однако в серпентин-хлорит-кальцитовых и эпидот-кальцитовых агрегатах гранат заметно корродирован, окружен келифитовыми каемками разной

Таблица 2

**Формульные коэффициенты гранатов  
из лампрофиров Четласского Камня**

	№ обр.	Si <sup>4+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Cr <sup>3+</sup>	Ti <sup>4+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mn <sup>2+</sup>
1	38/180	2.79	0.55	0.00	0.23	1.22	0.22	0.08	2.68	0.03
2	- « -	3.10	0.71	0.00	0.00	1.29	0.19	0.00	2.82	0.00
3	- « -	2.55	0.42	0.00	0.63	0.95	0.24	0.09	2.67	0.00
4	- « -	2.99	0.19	0.00	0.00	1.81	0.15	0.16	2.69	0.00
5	- « -	2.84	0.67	0.00	0.13	1.20	0.17	0.67	2.17	0.00
6	- « -	3.55	0.98	0.00	0.00	1.02	0.00	2.28	0.72	0.00
7	- « -	4.09	2.00	0.00	0.00	0.00	1.08	1.78	0.14	0.00
8	56-110.5	3.14	1.03	0.00	0.40	0.57	0.00	1.19	1.81	0.00
9	- « -	3.39	0.67	0.00	0.18	1.15	0.00	1.23	1.77	0.00
10	102/25.0	2.37	1.36	0.00	0.00	0.64	0.05	2.95	0.00	0.00
11	116/33.5	2.86	0.00	0.00	0.02	1.98	0.11	0.00	2.88	0.00
12	- « -	2.97	0.11	0.01	0.02	1.86	0.12	0.05	2.83	0.01
13	- « -	3.44	2.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.00	2.08	0.00
14	- « -	2.42	1.41	0.00	0.00	0.59	0.19	2.78	0.02	0.02
15	- « -	3.49	2.00	0.00	0.00	0.00	0.84	0.00	2.16	0.00
16	- « -	2.85	2.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.10	2.05	0.00
17	116/43.5	2.74	2.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.06	2.02	0.00
18	- « -	2.81	2.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.05	1.97	0.00
19	- « -	2.75	2.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.04	1.99	0.02
20	116/47.0	3.38	2.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.00	2.15	0.00
21	- « -	2.31	1.51	0.00	0.00	0.49	0.33	2.60	0.05	0.02
22	- « -	3.02	1.67	0.03	0.00	0.30	0.51	0.59	1.90	0.00
23	ЧМ-036Г	2.74	2.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.01	2.06	0.01
24	- « -	3.30	2.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.00	2.12	0.01
25	- « -	3.24	2.00	0.00	0.00	0.00	0.91	0.02	2.07	0.00
26	- « -	3.27	1.96	0.02	0.02	0.00	0.93	0.15	1.91	0.01
27	- « -	2.88	1.97	0.00	0.00	0.03	1.12	0.00	1.88	0.01
28	ЧМ-036В	3.22	1.99	0.01	0.01	0.00	0.90	0.00	2.08	0.02
29	- « -	2.99	2.00	0.00	0.00	0.00	0.92	0.05	2.03	0.01
30	- « -	3.16	1.91	0.01	0.08	0.00	0.86	0.00	2.13	0.01
31	ЧМ-025	2.88	0.80	0.00	0.01	1.20	0.14	0.00	2.84	0.02
32	- « -	2.84	0.04	0.00	0.00	1.96	0.15	0.00	2.85	0.00
33	- « -	2.82	0.00	0.00	0.00	2.00	0.10	0.00	2.90	0.00

**Примечание.** 4, 11, 12, 32, 33 — андрадит; 3 — Ti-андрадит; 1, 2, 31 — гроссуляр-андрадит; 5, 9 — пироп-андрадит; 8 — гроссуляр-пироп-андрадит; 10, 14, 21 — пироп; 6 — андрадит-пироп; 7 — альмандин-пироп; 13, 15—20, 23—30 — альмандин-гроссуляр; 22 — андрадит-альмандин-пироп-гроссуляр.





**Рис. 2.** Электронно-микроскопическое изображение фрагмента лампроита-керсантита с многочисленными ромбо-додрачическими кристалликами граната гроссуляра проба 38/180 (Grs — гроссуляр, Kal — кальцит, Amf — роговая обманка, Chl — хлорит)

толщины и состава. Большинство признаков свидетельствует в пользу раннего глубинного формирования гранатов. Часть гроссуляра и оранжевого альмандина захвачена, вероятно, из глубинных метаморфитов, т.к. по условиям кристаллизации соответствует амфибол-гранулитовой фации. Определенные различия лампрофировых гранатов от кимберлитовых Вольско-Вымской гряды выражаются в преобладании железо-кальциевых разновидностей [3].

Проведенные исследования несомненно помогут в определении источников сноса граната в

алмазном проявлении Ичетью и выяснении материнских пород и источников сноса самих алмазов.

*Автор выражает искреннюю благодарность А. Б. Макееву за полезные консультации и предоставленный материал. Работа выполнена при финансовой поддержке Президентской программы поддержки научных школ НШ 5191.2006.5.*

#### Литература

1. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
2. Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И., Патова В. А. Минералогия гипабиссальных вулканитов и метасоматитов Четласского Камня (Средний Тиман) // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов: Материалы междунауч. конф. Казань. Изд-во "Плутон". 2005. С. 158—161.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.

# СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ШЛИХА СОВРЕМЕННЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ И МЕЖГРЯДОВОЙ ДОЛИНЫ

Б. А. Макеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*mak@geo.komisc.ru*

---

Гряда Четласский Камень расположена на Среднем Тимане в 40—50 км западнее алмазоносного проявления Ичетью. В состав магматитов четласского комплекса входят лампрофиры, а также формировавшиеся в тесной структурной и временной связи с ними метасоматические карбонаты, щелочные метасоматиты (фениты, флогопитовые слюдиты, полевошпатовые метасоматиты) и гидротермальные гетит-полевошпатовые и кварц-гетит-гематитовые породы [1, 3].

В связи с открытостью вопроса о первоисточниках алмаза проявления Ичетью, количественным шлихо-минералогическим методом была изучена тяжелая фракция представительной коллекции проб современных речных отложений, восточного склона Четласского Камня и межгрядовой долины. Разработана новая методика количественного шлихо-минералогического анализа, которая отличается от прежнего полуколичественного метода, всесторонним использованием современной диагностической аппаратуры. Старая методика основана на простом подсчете зерен минералов шлиха под бинокуляром с точностью 10—50 абс. %.

Диагностика минеральных видов проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000 и камере Дебая (аппарат АРОС). Химический состав шлиха определялся рентгенофлуорисцентным, а фазовый состав рентгенофазовым методом. Состав минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link, ISIS-300. Точность количественного шлихо-минералогического метода повысилась до 1 абс. %. Часть полученных результатов представлена в табл. 1, 2.

Сравним средние содержания минералов тяжелой фракции шлиха четвертичных отложений восточного склона Четласского Камня и межгрядовой долины (в %) соответственно: алмаз (20 и 35), ильменит (19 и 19), ставролит (11 и 17), эпидот (12 и 10), лейкоксен (14 и 0.6), кианит (3 и 5), гетит (5.8 и 3), циркон (3 и 1.5), магнетит (2.7 и 1.2), турмалин (1 и 2.2), куларит-монацит (1.6 и 1.5), авгит (1.3 и 0.9), рутил (1.1 и 1.0), хромшпинелид (1.5 и 0.7), гематит (0.6 и 0.7) и шпинель (0.2 и 0.3). В единичных знаках встречаются: амфибол, анатаз, диопсид, колумбит, монацит, пирит, пироп, силлиманит, спессартин, уваровит, халькопирит, хлорит. Многие минералы шлиха

Таблица 1

**Расчетные параметры элементарной ячейки минералов тяжелой фракции современных водотоков Четласского Камня и межгрядовой долины**

Минералы	Формула	a, Å	b, Å	c, Å	β
Ангит	(Fe,Al,Mg,Ca,Mn)(Si,Ti)O <sub>3</sub>	9.77±0.03	8.928±0.015	5.20±0.03	106.9±0.5
Альмандин	(Fe,Mg,Ca,Mn) <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	11.51±0.02			
Амфибол	(Ca,K) <sub>2</sub> (Mg,Fe,Al) <sub>5</sub> [(Si,Al,Ti) <sub>4</sub> O <sub>11</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub>	9.86±0.03	18.14±0.03	5.31±0.04	105.1±0.5
Апатит	TiO <sub>2</sub>	3.792±0.002		9.33±0.03	
Гематит	α-Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.013±0.006		13.64±0.03	
Гетит	FeO(OH)	4.616±0.004	9.959±0.006	3.019±0.004	
Дистен	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SiO <sub>2</sub>	7.082±0.015	7.824±0.012	5.590±0.012	101.2±0.2
Диопсид	Ca(Mg <sub>0.84</sub> ,Fe <sub>0.07</sub> ,Al <sub>0.07</sub> ,Cr <sub>0.02</sub> ) Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	9.73±0.04	8.81±0.03	5.247±0.017	106.4±0.3
Ильменит	FeTiO <sub>3</sub>	5.094±0.006		14.13±0.03	
Колумбит	(Fe,Mn)Nb <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	5.735±0.014	14.27±0.02	5.081±0.016	
Куларит	(Ce,La,Nd,Ca,Th,U)PO <sub>4</sub>	6.817±0.011	7.018±0.013	6.477±0.011	103.71±0.10
Лейкоксен (Рутил+Кварц)	TiO <sub>2</sub> +SiO <sub>2</sub>	4.623±0.015		2.890±0.017	
Магнетит	FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	8.395±0.007			
Монацит	(Nd,Ce,La,Th,Ca)PO <sub>4</sub>	6.819±0.015	7.009±0.019	6.483±0.015	103.68±0.17
Пирит	FeS <sub>2</sub>	5.403±0.004			
Пироп	(Mg <sub>2.40</sub> ,Fe <sub>0.25</sub> ,Ca <sub>0.25</sub> ,Mn <sub>0.03</sub> ) (Al <sub>1.74</sub> ,Cr <sub>0.14</sub> ,Fe <sub>0.12</sub> ) <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	11.47±0.08			
Рутил	TiO <sub>2</sub>	4.579±0.007		2.958±0.008	
Силлиманит	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	7.429±0.014	7.58±0.03	5.727±0.012	
Спессартин	Mn <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	11.67±0.02			
Ставролит	(Fe,Mg,Ca,Ti,Zn,Mn) <sub>2</sub> Al <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>23</sub> (OH)	7.885±0.009	16.67±0.02	5.673±0.009	
Турмалин	(H,Fe,Mg,Ca) <sub>3</sub> Al <sub>3</sub> (BOH) <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>19</sub>	15.95±0.02		7.180±0.004	
Уваровит	Ca <sub>3</sub> Cr <sub>3</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	11.91±0.02			
Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	5.236±0.016		10.42±0.04	
Хлорит	(Al,Mg,Fe) <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>	5.313±0.018	9.232±0.011	14.02±0.02	97.2±0.3
Хромшпинелид	(Mg,Fe,Zn)(Al,Cr,Fe, <sub>2</sub> )O <sub>4</sub>	8.294±0.008			
Циркон	(Zr,Hf)SiO <sub>4</sub>	6.540±0.010		5.923±0.014	
Шпинель	Mg(Al <sub>1.95</sub> ,Fe <sub>0.05</sub> ) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	8.086±0.010			
Эпидот	Ca <sub>2</sub> (Al,Fe,Mg) <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (OH)	8.86±0.19	5.52±0.13	10.0±0.6	115±2

**Примечание.** Параметры элементарной ячейки дистена α=90.0±0.2, γ=106.5±0.2.

гряды Четласский Камень, межгрядовой долины и среднедевонских базальных конглобрекций проявления Ичетью близки по составу и по количественным соотношениям минералов в шлихе [5].

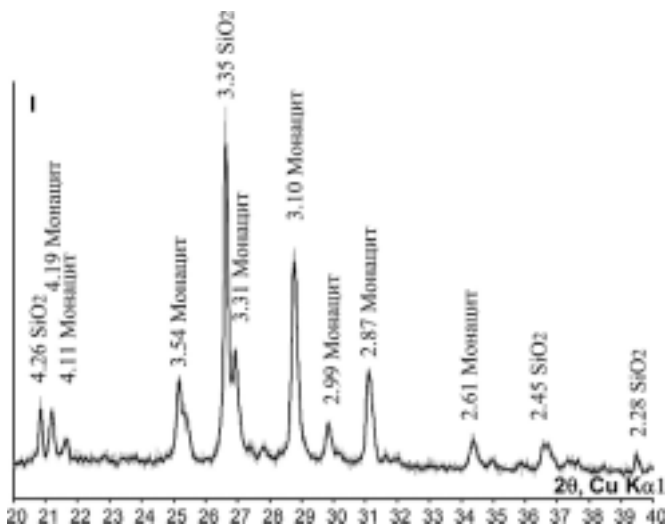
По четырем главным минералам шлиха дается название минеральной ассоциации шлиха. Для Четласского Камня это — эпидот-лейкоксен-ильменит-альмандиновая, а для межгрядовой долины это эпирот-ставролит-ильменит-альмандиновая. По главным минералам тяжелой фракции шлиха базальных конглобрекций проявления Ичетью ассоциацию следует назвать рутил (6) — лейкоксен (17) — ильменит (26) — цирконовой (28) [4]. На самом Четласском Камне сохраняется тенденция высокого соотношения тита-

**Результаты шлихового анализа проб современного аллювия  
Четласского Камня и межгрядовой долины**

Минералы	Межгрядовая долина				Четласский Камень		
	Павьюга	Бобровая	Н. Паун	Светлая	Косью	Косью	Вороний
Номера проб	ЧМ-32а	ЧМ-33а	ЧМ-045	ЧМ-46	ЧМ-006	ЧМ-009	ЧМ-036
Альмандин	38	29	31	43	25	14	20
Ильменит	19	23	19	16	26	16	15
Ставролит	11	24	16	16	4	18	12
Эпидот	11	9	10	9	18	12	7
Дистен/Кванит	6	3	4	7	3	4	2.7
Лейкоксен	0.7	0.4	0.6	0.7	1.3	13	30
Рутил	0.1	0.5	3	0.4	2	0.6	0.7
Гетит	6	5	0.5	0.4	1.3	11	5
Гематит	0.3	1.4	0.5	0.5	1.3	0.4	0.1
Турмалин	3	0.7	1	4	1.4	0.6	1
Диопсид	0.1	0.1	0.1	0.1	0.04	0.02	0.1
Авгит	0.2	ед.зн.	3	0.3	3	0.9	0.1
Магнетит	2	1	1.2	0.4	3	3	2
Хромшпинелиды	0.2	1	1.1	0.4	1.1	1.5	1.9
Шпинель	0.5	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1
Циркон	1	0.4	4	0.5	5	3	1
Куларит	0.5	0.9	4	0.6	3	1.3	0.4
Монацит	—	—	ед.зн.	—	ед.зн.	—	—
Колумбит	—	—	0.3	—	ед.зн.	—	ед.зн.
Амфибол	...	..	0.5	..	1.3	...	ед.зн.
Анализ	—	ед.зн.	ед.зн.	—	0.04	ед.зн.	ед.зн.
Силлиманит	—	—	ед.зн.	—	ед.зн.	—	ед.зн.
Пироп	—	ед.зн.	—	—	—	—	—
Уваровит	—	ед.зн.	—	—	—	—	—
Спессартин	ед.зн.	..	..	..	...	...	..
Халькопирит	...	..	..	..	...	...	ед.зн.
Пирит	ед.зн.	ед.зн.	..	..	...	ед.зн.	..
Хлорит	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.	0.02	...	0.8
Сумма	99.60	99.70	100.00	99.40	100.00	99.52	99.90

новых минералов в тяжелой фракции шлиха, здесь больше магнетита, хромшпинелидов, гетита, циркона, пироксенов, эпидота, хлорита, куларита-монацита и др. т.е. чувствуется близость лампрофиров и окружающих их метасоматитов, которые питают современный аллювий. В межгрядовой долине повышается роль метаморфических минералов (граната, ставролита, дистена и др.), т.е. разбавляющих содержание индикаторных минералов. Можно предположить, что индикаторные минералы проявления Ичетью произошли из пород широко распространенных на Четласском Камне — из лампрофиров и окружающих их метасоматитов и карбонатитов.

В рентгенограмме куларита (монацита) диагностируется  $\alpha$ -кварц (рис. 1), а в монацит изоморфно входит торий. Этим фактом можно объяс-



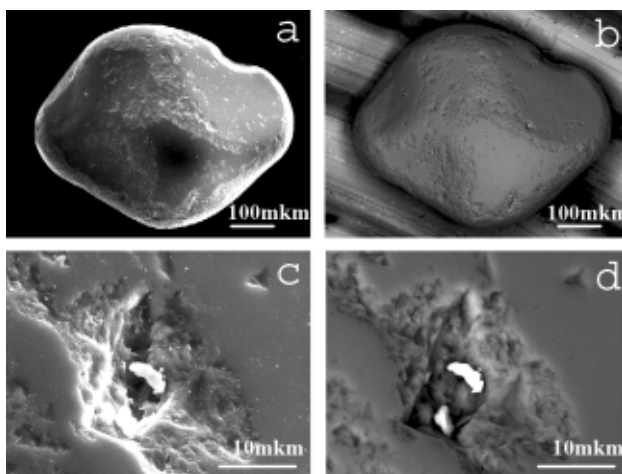
**Рис. 1.** Дифрактограмма куларита (монацита) с примазками (включениями)  $\alpha$ -кварца

нить высокие концентрации структурных дефектов в кварце из базальных конглобрекций проявления Ичетью [2].

Данная ассоциация объясняет ранее выявленную связь торийсодержащих минералов и Н4-дефектов в алмазах проявления Ичетью [6]. Рентгенофазовым анализом и микрозодовыми исследованиями обнаружены включения кварца в альмандине, ставролите и эпидоте (ассоциация характерная для метасоматитов). В зеленом хлорите найдены включения ильменита, граната (ассоциация характерная для лампрофиров).

Хромшпинелиды изученных проб в основном представлены цинксо-держажим хромпикотитом, коренными источниками которых являются лампрофировые дайки Четласского Камня рифейского возраста [5]. В единичном случае наблюдались октаэдрические зерна хромшпинелида в рубашке розового хлорита. Данная ассоциация характерна для пород ультраосновного состава (дунитов и перидотитов), обнаруживаемых в лампрофирах в качестве ксенолитов.. В одной из проб найдено зерно лилового граната, которое после изучения на сканирующем электронном микроскопе оказалось хромсодержащим пиропом следующего состава: MgO — 24.09, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 21.19, SiO<sub>2</sub> — 38.59, CaO — 3.15, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2.60, MnO — 0.44, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7.11 % (рис. 2, а-б). В качестве примазки на гранате было замечено зерно торийсодержащего монацита (рис. 2, в-г).

Автор считает, что лампрофиры Четласского Камня могли быть коренным источником индикаторных минералов шлиха современных аллювиальных отложений, а также источником алмазов в среднедевонских базальных конглобрекциях проявления Ичетью.



**Рис. 2.** a, b — пироп ( $\text{Mg}_{2.49}\text{Fe}_{0.25}\text{Ca}_{0.23}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{1.74}\text{Cr}_{0.14}\text{Fe}_{0.12}\text{(SiO)}_4\text{)}_3$ ; c, d — примазка торийсодержащего монацита. a, c — изображение во вторичных электронах, b, d — изображение в упругоотраженных электронах

*Автор выражает искреннюю благодарность С. Т. Неверову, В. Н. Филиппову за помощь в аналитической части работы, а также А. Б. Макееву за полезные консультации и предоставленный материал. Работа выполнена при финансовой поддержке Президентской программы поддержки научных школ НШ 5191.2006.5.*

### Литература

1. Костюхин М. Н., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.
2. Котова Е. Н., Макеев Б. А. Структурные дефекты в кварце россыпи Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 10-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 110—112.
3. Макеев А. Б., Бранчанинова Н. И., Патова В. А. Минералогия гипабиссальных вулканитов и метасоматитов Четласского Камня (Средний Тиман) // Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов: Материалы междунауч. конф. Казань: Изд-во “Плутон”, 2005. С. 158—161.
4. Макеев А. Б., Дудар В. А., Макеев Б. А. Возможные источники полезных компонентов месторождения Ичетью // Сыктывкарский минералогический сборник № 31. Сыктывкар, 2002. С. 117—123. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, Вып. 110).
5. Макеев А. Б., Макеев Б. А. Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала // Докл. РАН, 2005, Т. 404. № 2. С. 235—240.
6. Макеев Б. А., Исаенко С. И. Происхождение Н4-дефектов на алмазах россыпи Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 11-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 112—114.

# МЕТОДИКА ВИЗУАЛИЗАЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЁМКИ

Д. О. Машин  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*denis.mashin@gmail.com*

В течение 2004—2006 гг. в Интинском и Печорском районах РК, Карпогорском районе Архангельской области проводилась геохимическая (углеводородная) съёмка. При обработке результатов съёмки использовалось программное обеспечение из пакета ArcGis компании ESRI.

Любую географическую информационную систему (ГИС) можно условно разделить на три составляющих:

1. База геоданных. Это пространственная база данных, содержащая наборы сведений, которые представляют географическую информацию в контексте общей модели ГИС.

2. Среда геовизуализации. Это набор интеллектуальных карт и других видов, которые показывают пространственные объекты и отношения между объектами на земной поверхности.

3. Инструменты геообработки. Это набор инструментов для получения новых наборов географической информации из существующих наборов данных.

Все они являются неотъемлемыми составляющими полноценной ГИС и в большой или меньшей степени используются во всех ГИС-приложениях.

## Построение базы геоданных

При отборе пробы грунта фиксируются местоположение точки взятия, одновременно ей присваивается уникальный номер — код, в результате накапливается первичная информация по каждой отдельной пробе. При проведении лабораторных анализов проб результаты заносятся в электронную таблицу, содержащую уникальный номер пробы и результаты анализов.

На основе первичной информации была создана база геоданных — объектно-ориентированная модель данных, представляющая географические объекты и их атрибуты. Атрибутами в данном случае являются номера точек отбора проб и их координаты.

## Геовизуализация

После проведения геохимических анализов проб требуется осуществить пространственную визуализацию. Результаты анализов проб для работы в

ГИС должны быть представлены в виде электронной таблицы, содержащей, как минимум, два поля: код пробы и результаты её анализа.

Благодаря наличию уникального кода каждой пробы в атрибутивной таблице карты и в электронной таблице с результатами анализов проб, производится присоединение данных. Весь диапазон значений, характеризующих геохимические показатели, можно разбить на произвольное количество групп по какому-либо правилу и отобразить элемент каждой группы собственным символом с заданными параметрами, например с помощью цвета, размера самого символа или диаграмм. Таким образом, были построены карты фактического материала, газонасыщенности (метан, этан), карта распределения органического углерода, карта распределения углеводородного коэффициента в битумоидах, карта распределения хлороформенного битумоида в породе.

### **Геообработка**

С помощью встроенного языка структурированных запросов SQL ArcMap позволяет производить статистическую обработку информации, хранящейся в атрибутивных таблицах баз геоданных. Этот метод использовался для построения карты распределения коэффициента перспектив нефтегазонасыщенности. По некоторой эталонной площади с помощью выборки из атрибутивной таблицы с данными геохимических анализов был определён доверительный интервал значений для ряда коэффициентов. Все пробы были проверены на принадлежность значений по каждому коэффициенту для заранее вычисленного доверительного интервала. В случае, когда хоть одно значение попадает в заданный интервал, коэффициент перспективности увеличивался на единицу. Таким образом, максимальный коэффициент перспективности получается, когда значения по всем коэффициентам попадают в рамки доверительного интервала. На основании вычисленных коэффициентов построена карта перспективности методом Крайгинга, основанного на расчете вариограмм и на методе скользящего среднего с помощью программы Surfer. Работа с данными ArcMap в программе Surfer осуществляется благодаря широкому спектру функциональных возможностей обработки геоинформации в формате SHAPE-файла.



# СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОРДОВИК-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ АКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА

Е. Ю. Мирончева  
МГУ, Москва  
*mironcheva@mail.ru*

---

Акваториальное продолжение Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна представляет большой интерес как объект для поисков новых скоплений углеводородов. В настоящее время здесь открыты Поморское, Северо-Гуляевское, Медын-море, Варандей-море, Долгинское месторождения.

Морскими геолого-разведочными работами подтверждено значительное нефтегеологическое сходство морской и северной терральной частей Тимано-Печорского бассейна. Здесь установлено наличие тех же, что и на суше, мегакомплексов палеозойско-мезозойской осадочной толщи, закартированы морские продолжения основных нефтегазоносных областей. Это сходство позволяет воспользоваться внутрибассейновыми аналогиями при зональном прогнозе нефтегазоносности акваториальной части бассейна.

Печоро-Колвинский авлакоген, соответствующий одноименной зоне нефтегазонакопления, представляет собой наиболее крупный структурный элемент первого порядка, открывающийся в Печорское море. На западе он граничит с Ижма-Печорской впадиной, на востоке — с Хорейверской впадиной, приуроченными по нижнепалеозойскому структурному плану к одноименным блокам фундамента. Мощность осадочного заполнения авлакогена достигает в отдельных частях 10 километров.

Заложенный в рифей-вендское время авлакоген развивался до середины девонского периода. Постепенно прогибающаяся область заполнялась осадочно-вулканогенными отложениями, т.е. формировался седиментационный бассейн рифтового типа. К концу среднего девона авлакоген представлял собой систему приподнятых и опущенных блоков, отделенных от соседних жестких блоков фундамента двумя крупными разломами: Припечорским с запада и Восточно-Колвинским с востока. В позднем девон-раннем карбоне бассейн претерпел активное погружение, сопровождающееся осадконакоплением. В раннем карбоне-перми в результате всеобщего сжатия образовались инверсионные структуры: Шапкина-Юрьянский вал, Колвинский мегавал, Денисовская впадина, определяющие современный структурный план [1].

В соответствии с основными этапами тектонического развития территории в пределах авлакогена четко выделяются нефтегазоносные комплексы, сформировавшиеся на рифтовом (O-D<sub>2</sub>) и пострифтовом (D<sub>3</sub>-T) этапах.

В работе исследуется нефтегазоносность нижнего (рифтового) комплекса, как наименее изученного на данной территории, но в тоже время перспективного на нефть и газ по аналогии с соседними областями. В его пределах выделяется два подкомплекса: ордовикско-нижнедевонский, характеризующийся блоковым строением, и среднедевонский, характеризующийся выклиниванием отложений.

*Ордовикско-нижнедевонский подкомплекс.* Максимальные мощности комплекса (до 2 км) отмечаются по данным сейсмоки в краевых опущенных частях авлакогена — Шапкина-Юрьяхинской и Колвинской зонах.

Коллектора комплекса представлены пористыми известняками венлокского и лудловского ярусов силура, доломитами гребенского горизонта и известняками и вторичными доломитами овинпармского горизонта лоховского яруса нижнего девона [2]. Локальными покрывками могут служить глинисто-карбонатные отложения верхней части лудловского яруса и сочтемкыртинского горизонта верхнелоховского яруса, но в отсутствии региональной покрывки залежи прогнозируются в случае выхода силурийских и девонских коллекторов под раннефранскую покрывку. К рассматриваемому комплексу приурочены залежи месторождений им. Р. Требса, им. А. Титова, Северо-Колвинского, а также залежи на Хаяргинской и Возейской площадях.

В акваториальной части в связи со значительной глубиной залегания (более 4 км) и отсутствием привязок по скважинам ордовикско-нижнедевонский комплекс рассматриваются в качестве нерасчленяемого. Возрастные границы в нем могут быть условно проведены по различию в волновой картине, характерному для разнофациальных пород, и прогнозируемым мощностям отложений. Здесь выделяются структуры блокового строения с тектоническим ограничением, аналогичные структурам, в которых открыты промышленные месторождения нефти и газа на суше. С нижнедевонскими отложениями могут быть связаны ловушки выклинивания.

*Среднедевонский подкомплекс.* Представлен преимущественно терригенными отложениями эйфельского и живетского ярусов. Современное распространение отложений контролируется глубиной предраннефранского размыва, особенно интенсивно происходившего в джьерское время и продолжавшегося в раннетиманское время [2]. Мощность отложений комплекса достигает в Печоро-Колвинском авлакогене 400 м при глубине залегания от 3500 до 5000 м. Здесь выявлены возможные ловушки литолого-стратиграфического и литолого-стратиграфико-тектонического ограничения. Они приурочены к зонам выклинивания среднедевонских отложений в приразломных частях авлакогена.

Таким образом, в нижнепалеозойском комплексе акваториального продолжения Печоро-Колвинского авлакогена залежи углеводородов могут прогнозироваться в тех же структурах, что и на суше, определенных рифтовым этапом развития бассейна: ловушках блокового строения, тектонически ограниченных, связанных с выклиниванием отложений. Наиболее интересные в нефтегазогеологическом отношении области связаны с акваториальными продолжениями Шапкина-Юрьяхинского вала и Колвинского мегавала, где изучаемые отложения наименее погружены и еще остаются доступными для бурения.

В целом, структуры авлакогена постепенно погружаются к Куренцовской ступени, в связи с чем меняются свойства пород, они уплотняются, но на определенном глубинах можно прогнозировать появление трещинных коллекторов, а в качестве покрышек рассматривать уплотненные карбонатные породы.

### Литература

1. *Ступакова А. В.* Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа) // Геология нефти и газа, 2000, № 4. С. 51—57.
2. *Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук. 2001. 110 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЕК ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ПРИМОРЬЕ

В. И. Михайлов

СПбГУ, Санкт-Петербург

*obchaga\_blin@mail.ru*

Объектом исследования являются породы дайкового комплекса и субэффузивные и эффузивные образования в пределах Вознесенского редкометального рудного узла в Приморье.

Изучение пород происходило на 5 объектах: Вознесенское месторождение, месторождение Пограничное, сопка Савченкова, сопка Топазовые риолиты и на поле Девонских риолитов. Анализ проб производился с помощью методов ICP MS (15 проб) и спектрального количественного анализа на F (15 проб). На основании данных были построены спайдерграммы и графики распределения REE.

В составе дайкового комплекса ВРУ выделяются дайки базитового состава — диабазы, габбро-диориты, диоритовые порфириты и малые штоки субэффузивных кислых пород — топазовые и флюоритовые риолиты. Выделены фоновые девонские риолиты.

Изученные базитовые породы различаются по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу. Несмотря на разнообразие минерального состава, геохимический состав базитовых даек очень сходен. Самой яркой особенностью геохимического состава этих даек является обогащённость литофильными элементами — Li, Rb, F (рис. 1), пониженное содержание Sr и Ba, а также характерной группы тугоплавких элементов — Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, при весьма высоком содержании Pb.

Риолитовые породы из ближнего ареала ВРУ обогащены литофильными элементами и фтором в отличие от фоновых девонских риолитов дальнего ареала. По геохимическому составу выделяются два типа. Исследованиями установлено, что сопка Топазовых риолитов сложена топаз-флюоритовыми риолитами с высоким содержанием флюорита, замещающим топаз. В этих пород характерно высокое содержание РЗЭ (до 270 г/т), выраженная Eu-аномалия в отличие от пород сопки Савченкова (рис. 2, 3).

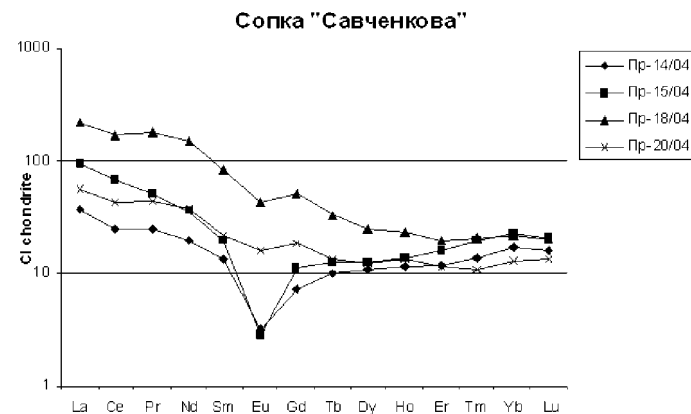
## Литература

1. Геохимия рудных районов Приморья. И. Н. Говоров, Дальневосточный научный центр (издательство Москва “Наука” 1977 г.).
2. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлогенности. М. Г. Руб, труды института геологии рудных месторождений петрографии, минералогии, и геохимии (издательство Академии наук СССР, Москва 1960 г.).
3. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. Л. Ф. Сырицо (издательство СПбГУ 2002 г.).

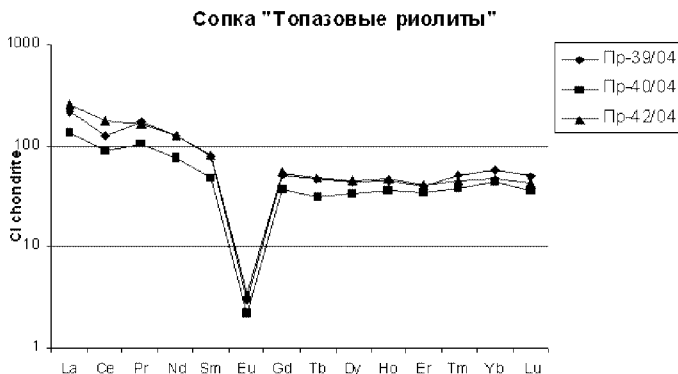


**Рис. 1.** Спайдерграмма.

Нормировано на примитивную мантию (по Sun & MacDonought, 1995)



**Рис. 2.** График распределения Рее. Нормировано на хондрит (по Haskin, 1984)



**Рис. 3.** График распределения Рее. Нормировано на хондрит (по Haskin, 1984)

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРОД АМБАРДАХ-КОЯЛАХСКОГО КОМПЛЕКСА АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ АНАБАРСКОГО ШИТА

А. В. Моисеев<sup>1</sup>, В. С. Андреев<sup>2</sup>, А. В. Ганелин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГИН РАН, Москва, <sup>2</sup> ФГУНПП “Аэрогеология”, Москва  
*moartem@yandex.ru*

---

Характерной чертой геологического строения Анабарского щита является отчетливо выраженное блоковое строение. Линейные блоки северо-северо-западного простирания сложены породами гранулитовой фации метаморфизма и разделены узкими зонами смятия и рассланцевания, выполненными разнообразными амфиболитами, которые представляют собой диафториты по гранулитам. К двум зонам Котуйкан-Мохоолинской и Маганской приурочены выходы анортозитов и ассоциирующих с ними пород (иотунитов, мангеритов, амфиболовых метасоматитов).

Рассматриваемые анортозиты приурочены к северной части Котуйкан-Мохоолинской тектонической зоне разломов, и объединяются в Амбардах-Коялахский анортозитовый комплекс<sup>1</sup>, состоящий из трех крупных линзовидных массивов (с запада на восток): Северный, Центральный и Восточный.

В петрографическом отношении породы комплекса представлены двумя основными разновидностями. Первая представлена лейкократовыми разновидностями (кол-во темноцветных минералов до 10 %), которые слагают центральных фации массивов и представлены анортозитами. Вторая группа пород имеет достаточно малую распространенность, и относится к краевым фациям. Такие породы имеют более меланократовый состав. К ним относятся габбро-анортозиты, норит-анортозиты, ортопироксеновые пегматиты, перидотиты.

В массивах наблюдаются элементы расслоенности, выраженной в чередовании анортозитов, габбро-анортозитов, габбро-норит-анортозитов. Внутренняя структура массива практически неизвестна, установленным можно считать только наличие краевой фации — комплекс пород с повышенным цветным числом. Полосчатость в анортозитовом массиве выявляется благодаря чередованию слоев, в различной степени обогащенных темноцветными минералами (амфиболом и пироксеном). Это слои мощностью от нескольких дециметров до нескольких десятков метров.

---

<sup>1</sup> Часто в литературе данный комплекс анортозитовых массивов объединяют в Котуйканскую группу анортозитовых массивов, исходя из географического названия.

Значения абсолютного возраста для пород Абардах-Коялахского комплекса, определенного К-Ar методом, находятся в интервале 1610—2010 млн лет. Такие возрастные характеристики отражают время последних термальных переработок. Возраст мусковитовых пегматитов, прорывающих анортозиты, составляет 1900—2100 млн лет [2]. Sm-Nd датирование пироксеновых анортозитов из Центрального массива дает возраст  $2.18 \pm 0.02$  млрд лет [1].

Во время последних полевых исследований проводимых ФГУНПП “Аэрогеология” и сотрудниками ГИНа были обнаружены породы ультраосновного — основного состава: ультраосновные кумуляты, ортопироксенитовые пегматиты и ассоциирующие с ними свежие лейкократовые нориты.

Данные по составу вмещающих анортозитов заимствованы из работы [3]. В дополнение использованы петрохимические анализы кумулятивных перидотитов из работы [4].

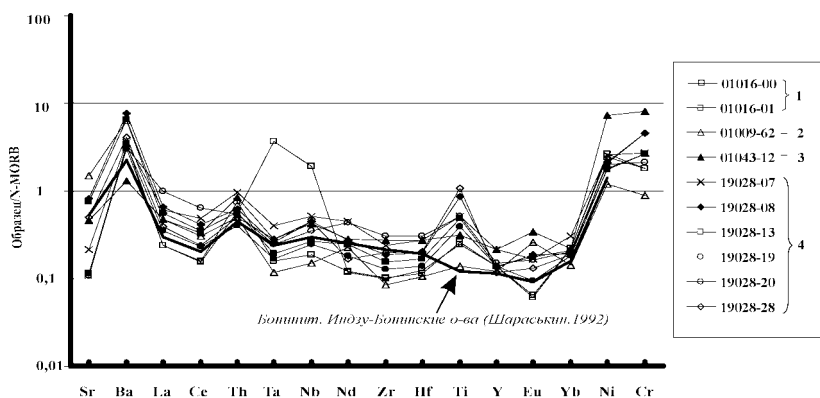
Относительно вмещающих анортозитов, изученные породы отличаются повышенной магнезиальностью, на диаграмме AFM кумулятивные перидотиты и ортопироксенитовые пегматиты группируются около оси FeO\*-MgO, образуя тренд с умеренным обогащением железом. Норит-анортозиты образуют другой тренд, направленный в сторону поля анортозитов Амбардах-Коялахского комплекса группы и характеризующийся слабым изменением содержания железа и накоплением щелочей.

Содержания суммарного железа последовательно увеличиваются с падением магнезиальности от группы перидотитов к группе ортопироксенитовых пегматитов, которые являются наиболее железистыми породами. Группа норит-анортозитов характеризуется низкими содержаниями суммарного железа сопоставимыми с анортозитами и образует тренд, для которого характерно уменьшение содержания этого параметра с падением магнезиальности.

Кумулятивные перидотиты и ортопироксенитовые пегматиты являются наименее глиноземистыми породами. Аналогичные закономерности наблюдаются и в распределении кальция. Менее магнезиальные пегматиты образуют отдельную группу не связанную с перидотитами общим трендом.

Норит-анортозиты по содержанию кальция и глинозема сопоставимы с анортозитами, но отличаются большей магнезиальностью и также образуют отдельную группу не связанную с областью составов анортозитов.

Особенности распределения редких элементов иллюстрируются мультиэлементной диаграммой (см. рисунок). Для всех изученных образцов характерно значительное обеднение всеми рассеянными элементами. При этом наблюдается относительное обогащение крупноионными литофильными элементами и обеднение высокозарядными, что приводит к появле-



1-ортопироксенит-пегматиты массива Центральный; 2-норит-анортозит;  
3-оливин-ортопироксеновая порода; 4-ортопироксенит-пегматиты массива Восточный.

Многосортная диаграмма для изученных интрузивных пород Амбардах-Коялахского комплекса анортозитовых массивов нормированные по MORB (значения для нормализации взяты Anders E., Grevesse, 1989)

нию U-образной формы спектра распределения характерного для расплавов бонинитового типа, что говорит о том, что все изученные образцы произошли из общего в геохимическом смысле источника, состав которого аналогичен составу бонинитов.

**Выводы:** Таким образом, полученные данные, противоречат представлениям о том, что массивные анортозиты гомогенные тела. Особенности фракционирования петрогенных и РЗЭ показывают, что состав этих пород не мог определяться только процессом кристаллизационной дифференциации. В первую очередь это наглядно проявлено в составе норит-анортозитов, которые, согласно изложенным данным, сильно отличаются от фоновых анортозитов и габбро-анортозитов массивов. Петрохимически это отличие выражается в высокой величине магнезиальности, обратной корреляции магнезиальности и железа. На всех приведенных диаграммах эти породы образуют самостоятельную петрохимическую группу. В то же время для них характерно широкое развитие кумулятивного плагиоклаза и соответственно величины содержания глинозема и кальция сопоставимые с вмещающими анортозитами. Данные по РЗЭ и другим рассеянными элементами, а также высокая магнезиальность свидетельствуют о генетическом родстве норит-анортозитов со всеми изученными меланократовыми породами (ортопироксеновые пегматиты, оливин-ортопироксеновая порода, кумулятивные перидотиты). Наиболее вероятно, что норит-анортозиты являются гибридными породами, образовавшимися в результате смешения и взаимодействия бонинитового и высокоглиноземистого (анортозитового) расплавов.



Что касается других изученных образцов — кумулятивных перидотитов и ортопироксенитовых пегматитов, то между группами этих пород на петрохимических диаграммах наблюдается закономерное изменение параметров вещественного состава характерное для процессов фракционной кристаллизации базальтовых расплавов. Вместе с тем составы пород образуют отдельные группы, в каждой из которых фракционирование, носит свой характер, что может являться результатом кристаллизации отдельных порций расплава отделившихся от первичной родительской магмы и продолжающих свою эволюцию в изолированных магматических камерах. Так же следует отметить, что по Sm-Nd методу датировка габбро-норитов и пироксенитов Восточного массива, дает возраст  $2,55 \pm 0,05$  млрд. лет, что может говорить о близком, а возможном и одновременном образовании пироксенитов и анортозитов [1].

### Литература

1. Розен О., Журавлев Д., Суханов М., Бибикина Е., Злобин В. Ихотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // “Геология и геофизика”, 2000, № 2, т. 41.
2. Рабкин М., Вишневецкий А. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. “Наука”, 1968.
3. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / ред. М. С. Марков. М., 1988.
4. Отчет по геологической съемке 1 : 50 000 и общим поискам полезных ископаемых в северо-западной части Анабарского щита (Меркюнская площадь) / Отв. исп. К. А. Кривошеев, Красноярск, 1990 г.

# СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ И АКЦЕССОРНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И КАРЕЛИИ

А. В. Мокрушин

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

*mokrushin@geoksc.apatity.ru*

---

В пределах восточной части Балтийского щита широко известны слоенные интрузии раннепротерозойского возраста, сложенные серией: дунит-гарцбургит-ортопироксенит-норит-габбронорит-габбро-анортозит [1]. В пределах Кольского п-ова установлен значительный временной диапазон их формирования — от 2507 до 2437 млн лет, тогда как в Карелии и Финляндии диапазон значительно меньше — 2445—2436 млн лет [2, 3]. С целью изучения эволюции состава интрузивных пород и заключенного в них хромитового оруденения был выполнен анализ рудных и акцессорных хромитов Сопчеозерского (Мончеплутон), Аганозерского (Бураковский плутон) и месторождения Большая Варака (Умбареченско-Имандровский комплекс). Соотношение рудных и акцессорных хромитов по составу различное для рассматриваемых месторождений. В одних случаях при переходе от рудных слоев к вмещающим породам состав хромитов сильно меняется, в других случаях акцессорные и рудные хромиты имеют близкие составы. Относительно большая разница по составу рудных и акцессорных хромитов наблюдается в пределах Сопчеозерского и Аганозерского месторождений (см. таблицу).

Рудные хромиты Сопчеозерского месторождения четко отличаются от акцессорных хромитов из дунитов высокими содержаниями магния (13.05 мас. %) и хрома (57.26 мас. %), разница составляет примерно 5 и 10 мас. %, соответственно (таблица). Акцессорные хромиты из надрудных и подрудных дунитов близки по содержанию хрома и магния и незначительно отличаются по содержанию двухвалентного железа и алюминия, разница в среднем 2—3 мас. %. Вариации по содержанию трехвалентного железа в дунитах и хромититах в пределах 1—2 мас. % (таблица). Таким образом, рудные хромиты отличает повышенная магнизиальность и хромистость, что может свидетельствовать об их кристаллизации из насыщенного хромом высокотемпературного расплава. А низкие и неизменяющиеся содержания трехвалентного железа, обуславливают постоянно низкий окислительный потенциал среды рудообразования [4].

В пределах руд и вмещающих пород Аганозерского месторождения проявлены те же различия между составом рудных и акцессорных хромитов.

## Содержание главных элементов в рудных и аксессуарных хромитах месторождений Кольского полуострова и Карелии

Вмещ. породы (кол-во хим. анализов)	Компоненты, мас. %				
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO
Мончеплутон (Сопчеозерское месторождение)					
Хромитит (266)	<u>57.26</u> 46.9-61.19	<u>12.25</u> 6.7-15.8	<u>2.30</u> 1.02-8.08	<u>13.05</u> 4.6-17.24	<u>13.59</u> 7.03-23.27
Надрудный дунит (27)	<u>48.59</u> 40.74-59.09	<u>15.50</u> 11.16-18.50	<u>3.49</u> 1.11-13.49	<u>6.47</u> 4.00-11.70	<u>24.67</u> 16.09-32.41
Подрудный дунит (33)	<u>50.42</u> 36.70-58.91	<u>12.95</u> 1.09-21.84	<u>4.51</u> 1.37-9.08	<u>6.93</u> 3.18-9.94	<u>23.38</u> 18.94-30.08
Бураковский плутон (Аганозерское месторождение)					
Хромитит (38)	<u>51.61</u> 47.81-55.14	<u>9.44</u> 7.32-12.90	<u>7.91</u> 5.20-9.87	<u>9.65</u> 5.45-11.15	<u>18.90</u> 16.82-25.61
Перидотит (9)	<u>46.89</u> 41.86-49.62	<u>15.28</u> 11.26-22.21	<u>7.37</u> 1.06-8.74	<u>9.45</u> 5.39-11.94	<u>22.02</u> 16.7-26.29
Умбарченско-Имандровский комплекс (месторождение Большая Варака)					
Хромитит (25)	<u>48.77</u> 40.67-51.75	<u>12.01</u> 8.58-15.59	<u>7.34</u> 3.23-9.39	<u>1.31</u> 0.68-2.46	<u>24.80</u> 20.43-31.91
Норит (12)	<u>44.74</u> 42.16-49.53	<u>10.50</u> 6.82-14.06	<u>8.01</u> 1.25-11.79	<u>1.10</u> 0.65-1.51	<u>26.53</u> 21.86-33.23

**Примечание.** В числителе указано среднее значение, в знаменателе — минимальное и максимальное.

тов, но в несколько иной степени. Так, по содержанию хрома и магния разница не значительна и составляет всего 1 и 4 мас. %, соответственно. С другой стороны, наиболее четко заметно повышенное содержание алюминия в аксессуарных хромитах, примерно на 6 мас. % больше по сравнению с рудными. По трехвалентному железу составы идентичны.

Рудные хромиты и аксессуарные хромиты месторождения Большая Варака незначительно отличаются между собой. Изменения в содержаниях железа и магния, такие же, как и в Бураковском плутоне, т.е. аксессуарные из вмещающих норитов более железистые (на 2 мас. %), а по содержанию магния не отличаются от рудных хромитов (табл. 1). Общая черта для всех рассматриваемых месторождений — относительно пониженное содержание хрома в аксессуарном хромите, также наблюдается для массива Большая Варака. Отличительной особенностью является, хоть и не значительно — 1—2 мас. %, но снижение содержания алюминия при переходе от рудных к аксессуарным хромитам.

Таким образом, общая закономерность для всех изучаемых интрузий заключается в уменьшении содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышении — FeO при переходе от рудных к аксессуарным хромитам. Степень изменения состава

по содержанию MgO различна, относительно повышенное содержание MgO в рудных хромитах, может быть объяснено их более высокотемпературным образованием. Различное поведение по содержанию  $Al_2O_3$  связано в первую очередь с изменением состава эволюционирующего расплава в процессе его дифференциации. В месторождениях, где содержание  $Fe_2O_3$  постоянно как в рудных, так и акцессорных хромитах (Аганозерское месторождение, месторождение Большая Варака), рудные слои и вмещающие породы образовывались при постоянной фугитивности кислорода. Руды Сопчеозерского месторождения, судя по этому признаку, формировались в более восстановительной среде, относительно вмещающих дунитов.

*Работа выполнена при поддержке научной школы (НШ-1413.2006.5) и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.*

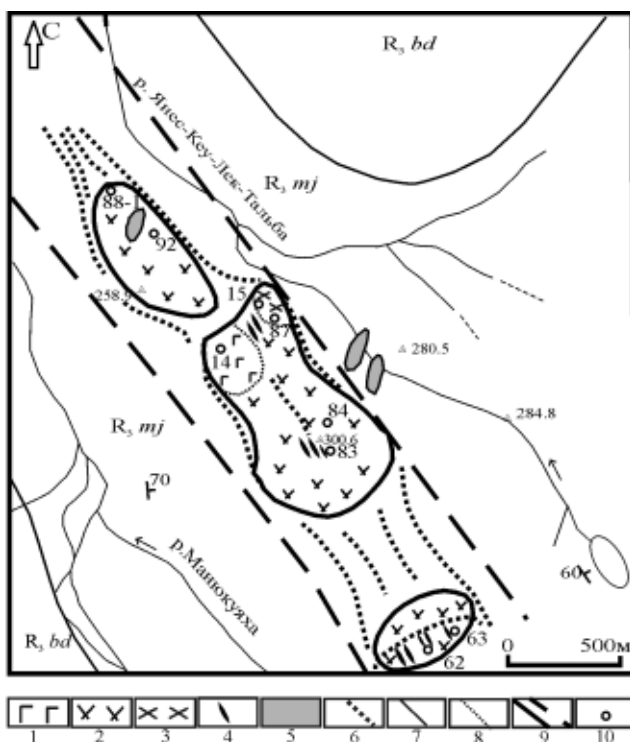
### Литература

1. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. И. В. Бельков (ред.). Л.: Наука, 1985. 176 с.
2. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Т. Б. Баянова, В. И. Пожиленко, В. Ф. Смолькин и др. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.
3. *Смолькин В. Ф., Нерадовский Ю. Н., Федотов Ж. А. и др.* Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глинное строение. Апатиты: Изд.-во Кольского НЦ РАН. 2004. 367 с.
4. *Мокрушин А. В., Смолькин В. Ф.* Геотермобарометрия базит-ультрабазитов раннепротерозойской расслоенной интрузии Мончеплутон (Кольский п-ов) // Геология и геоэкология: исследования молодых. М-лы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр., профессора К. О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 282—285.

# ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД НИЯЮСКОГО ПЛАГИОГРАНИТ-ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. А. Моргунова<sup>1</sup>, А. А. Соболева<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>СыктГУ, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
 soboleva@geo.komisc.ru

Породы нияюского плагиогранит-тоналитового plutонического комплекса позднерифейского [2, 3] возраста выходят на поверхность в северной части поднятия Енганэпэ (рис. 1). Три самых крупных тела расположены на водоразделе рр. Манюкуяха и Янескеулектальба в полосе развития серпентинитов ССЗ простирания, пересекающей поле пород манюкуяхинской



**Рис. 1.** Геологическая схема площади развития пород нияюского комплекса.

1—4 — породы нияюского комплекса: габбро (1), кварцевые диориты (2), тоналит (3), жилы плагиогранитов (4); 5 — дайки долеритов предположительно позднерифейско-вендского возраста; 6 — серпентиниты; 7—9 границы: геологические (7), фазовые (8), тектонические (9); 10 — места отбора проб. Индексами обозначены образования бедамельской ( $R_3, bd$ ) и манюкуяхинской ( $R_3, mj$ ) свит

и бедамельской свит верхнего рифея. В настоящее время многими исследователями считается, что это единственное место на Урале, где обнаружены докембрийские офиолиты — предполагаемый след закрытия Протоуральского океана. В связи с этим актуальность изучения этой полосы чрезвычайно велика.

Тела, слегка вытянутые в северо-западном направлении, сложены преимущественно кварцевыми диоритами, а также небольшими объемами габбро и тоналитов и жилами плагиогранитов. Для трех рассматриваемых тел характерен одинаковый набор пород, что, вслед за В. И. Мизиным [1], позволяет предположить, что эти блоки родственные, возможно, они части одной интрузии. Но признаков горячего контакта с вмещающими серпентинитами не обнаружено. Скорее всего, это тектонические блоки в составе меланжа. Интрузивные контакты имеют кварцевые диориты с габбро, а также тоналиты и плагиограниты с кварцевыми диоритами.

*Габбро* — темно-зеленовато-серые сильно измененные (актинолитизированные) породы неравномерной пятнистой текстуры, мелкозернистой, с участками среднезернистой, структуры. Они состоят из сосюритизированного плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена и кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом и титанитом, рудные — пиррогином, халькопиритом.

*Кварцевые диориты* — плотные, массивные, участками рассланцованные, мелко-, средне- и крупнозернистые равномернозернистые породы. Мелкозернистые разновидности имеют более темную зеленовато-серую, темно-серую окраску. Это меланократовые породы с цветным числом около 40. В более крупнозернистых породах содержание темноцветных минералов снижается до 20—30 об. %. Структура реликтовая гипидиоморфнозернистая в сочетании с вторичными катакластической и бластокатакластической, микрогранобластовой, лепидогранобластовой. Породы расщелены тонкими (до 1 мм) прожилками, выполненными вторичными минералами — скаполитом и серицитом. Минеральный состав пород (об. %): плагиоклаз (35—40), амфибол (20—40), кварц (до 25). Высокое содержание кварца, по всей видимости, связано с наложенным окварцеванием. Среди акцессорных минералов обычны циркон, апатит, рутил, барит, титанит и встречается высококальциевый гранат ряда гроссуляр—альмандин. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, гематитом и ильменитом.

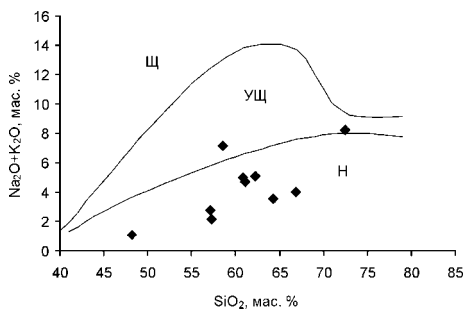
*Тоналиты* — породы массивной текстуры, участками катаклазированные и рассланцованные. Структуры: реликтовые гипидиоморфнозернистая и порфиоровидная, вторичные — микрогранобластовая и гранобластовая. В порфиоровидных разновидностях порфиоровидные выделения (10—15 об. %) представлены идиоморфными зернами роговой обманки размером 0.5—3 мм. Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, роговой обманки.

Обычные акцессорные минералы пород — циркон, апатит, рутил, барит, титанит. Рудные минералы представлены магнетитом.

Жилы *плаггиогранитов* секут кварцевые диориты. Это породы светло-серого, почти белого цвета, участками ожелезненные. Характерно укрупнение зернистости к центру жил. Текстура плаггиогранитов массивная, структура порфиоровидная. Структуры основной массы — реликтовая мелкозернистая гипидиоморфная с участками микросферолитовой, вторичные — гранобластовая и микрогранобластовая. Сферолиты — изометричные радиально-лучистые образования микропегматитовой структуры до 1.5 мм в диаметре, иногда с кварцевой затравкой. Порфиоровидные выделения, слагающие 1—2 об. % породы, представлены кислым плаггиоклазом и калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из кварца, кислого плаггиоклаза и подчиненного количества калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы в плаггиогранитах такие же, как в тоналитах.

Все породы преобразованы при региональном метаморфизме до уровня зеленосланцевой фации, а затем подверглись динамометаморфизму, поэтому вторичные минералы — эпидот, хлорит, актинолит, серицит, кальцит, скаполит и агрегаты лейкоксена в них широко представлены.

Согласно петрохимической классификации, изучаемые породы принадлежат к семействам габброидов (габбро), диоритов (кварцевые диориты), гранодиоритов (тоналиты) и гранитов (плаггиограниты). Все рассматриваемые породы относятся к нормальному петрохимическому ряду (рис. 2) за исключением плаггиогранитов, щелочность которых несколько повышена преимущественно за счет более высокого содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ . Средние и кислые породы характеризуются калиево-натриевым типом щелочности, для основных свойственна натриевая специфика. Весь ряд пород содержит крайне мало  $\text{TiO}_2$  (0.15—0.32 мас. %). Глиноземистость, низкая в основных породах, постепенно увеличивается к кислым, которые по величине  $\text{al}^3$  относятся уже к высокоглиноземистым.



**Рис. 2.** Составы пород ниньюского комплекса на классификационной диаграмме в координатах  $\text{SiO}_2$ — $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$

Рассматриваемые породы характеризуются низкими содержаниями REE, концентрация которых нарастает от 4 г/т в габбро до 9—30 г/т в кварцевых диоритах и тоналитах и резко повышается до 160 г/т в плаггиогранитах. В этом ряду последовательно изменяется и характер распределения REE (рис. 3). Так, габбро свойственно крайне низкое содержание LREE и обогащенность

HREE, за счет чего кривая распределения имеет положительный наклон. Форма графиков для кварцевых диоритов и тоналитов горизонтальная или слабо наклонная (с положительным или отрицательным наклоном). Плагииграниты характеризуются уже значительным обогащением LREE и отрицательным наклоном кривой, что свойственно наиболее

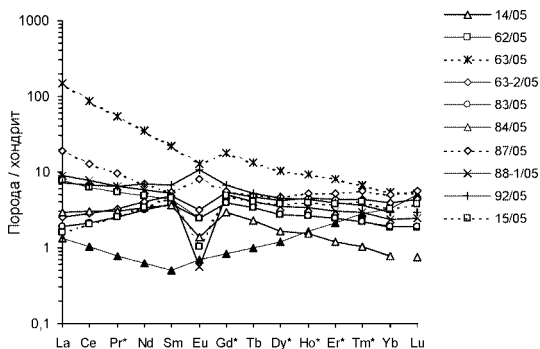


Рис. 3. Нормированное к составу хондрита [4] распределение REE в породах нияюского комплекса. Габбро — 14/05; кварцевые диориты — 62/05, 63-2/05, 83/05, 84/05, 88-1/05, 92/05; тоналиты — 15/05, 87/05; плагииграниты — 63/05

фракционированным расплавам. Выявленные закономерности эволюции состава пород подтверждают наблюдаемые геологические взаимоотношения. Габбро являются наиболее ранней фазой массива. Главная интрузивная фаза представлена кварцевыми диоритами и тоналитами, а последние всплески магматической активности дали жильную фазу — плагииграниты.

Породы обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th) и P и обеднены высокозарядными элементами (Zr, Hf, Ti, REE) относительно состава NMORB. Низкая щелочность и титанистость пород, их принадлежность к плагииоряду и отмеченные выше геохимические особенности позволяют предположить, что породы нияюского комплекса были сформированы в обстановке незрелой островной дуги или задугового бассейна.

### Литература

1. Мизин В. И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала. Л.: Наука, 1988. 175 с.
2. Хаин Е. В., Бибикова Е. В., Дегтярев К. Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема. 1999. С. 244—246.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Q-41-V, VI (принят к изданию в 2005 г.)



# ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ, ЗАВЕРШАЮЩИХ МАГМАТИЗМ УЛУГУШКОГО ПОДНЯТИЯ (ЗАУРАЛЬЕ)

А. В. Морозова  
ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург  
[vav@pochta.ru](mailto:vav@pochta.ru)

В пределах Зауральского поднятия в Катайском районе Курганской области наблюдаются небольшие по площади массивы позднепермских гранитов — Коклановский и Лобановский. Массивы расположены в Улугушском блоковом поднятии, являющимся южным окончанием Камышловского антиклинория. С запада поднятие ограничено Копейско-Бичурским региональным разломом, представляющим границу между Восточно-Уральским прогибом и Зауральским поднятием.

Граниты Коклановского и Лобановского массивов завершают магматизм района, для которого характерно большое количество интрузивных массивов, преимущественно гранитоидного состава, становление которых происходило в коллизионную стадию герцинского цикла геологического развития региона [2].

С гранитами Коклановского массива связано Коклановское вольфрам-молибденовое рудопроявление в виде прожилковой гидротермальной минерализации. Это — штокверковая система, развитая в виде ореола в приконтактной зоне; она прослеживается на первые сотни метров от гранитного массива и постепенно затухает.

Граниты Коклановского массива двуполевошпатовые мусковитовые порфириовидные безмиркемитовые с магнетитом, подобные лейкогранитам Малышевского и Юго-Коневского массивов Урала. Различаются только К-Na полевые шпаты, представленные в малышевских гранитах микроклином, а в коклановских — ортоклазом. Постоянный акцессорный минерал — флюорит. Последний всегда присутствует в кварцевых молибденовых и вольфрамовых прожилках рудных штокверковых зон. Положение Коклановского массива на крайнем востоке Урала сразу отображается на особенностях гранитов — появляются типичные гранит-порфиры высокой кремнекислотности.

Граниты Коклановского массива характеризуются повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (73-75 %) с преобладанием калия над натрием.

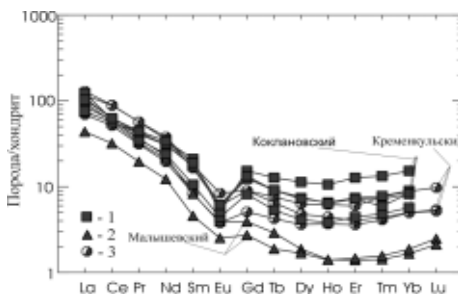
Для гранитов Коклановского массива получены геохимические данные по редким и, в том числе, редкоземельным элементам методом (ICP-MS) масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой. Для сравнения на графики распределений РЗЭ для гранитов Коклановского массива нанесены тренды распределения редких элементов надсубдукционных гра-

нитоидов Челябинского и Верхисетского массивов, коллизионных гранитов Адуйского и Джабыкского массивов и позднеколлизионных гранитов Малышевского и Кременкульского массивов.

Тренды распределения РЗЭ для гранитов Коклановского массива характеризуются наличием отрицательной Eu аномалии и отрицательным наклоном при  $La_N/Lu_N = 15$ . Распределение редкоземельных элементов в гранитах Коклановского массива схоже с распределением РЗЭ в гранитах Кременкульского, Малышевского и Адуйского массивов (рис. 1, 2). Совершенно различные распределения РЗЭ имеют надсубдукционные граниты Челябинского и Верхисетского массивов (рис. 3). На графиках распределения РЗЭ для надсубдукционных гранитов Верхисетского и Челябинского массивов отсутствует европиевая аномалия, для коллизионных гранитов Адуйского, Джабыкского массивов и для позднеколлизионных гранитов Малышевского и Кременкульского массивов характерна отрицательная европиевая аномалия [1].

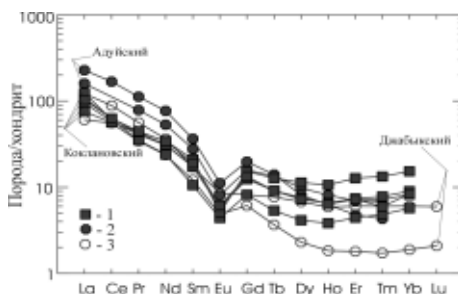
В двух пробах гранитов главной разновидности наблюдаются повышенные содержания Мо (46 и 26 г/т) при содержаниях Мо (0.5—2.7 г/т) в других пробах. Дисперсия по Мо в разных пробах Коклановского массива — признак наличия руд. Редкие щелочи в редкометалльных гранитах всегда высокие, особенно Rb. Содержание Rb в гранитах Коклановского массива от 211 до 298 г/т.

Установлено необычайно высокое содержание бериллия в гранитах Коклановского массива (12—23 г/т) при содержаниях Be (4—7 г/т) в гранитах Кременкульского и Малышевского массивов, (2—3 г/т) в гранитах Адуйского, Джабыкского, Челябинского и Верхисетского массивов.



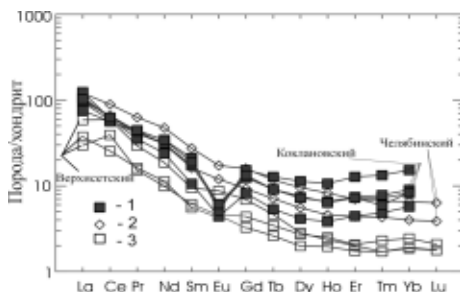
**Рис. 1.** Распределение РЗЭ для гранитов Коклановского массива и позднеколлизионных гранитов Урала.

Кривые распределения РЗЭ для гранитов: 1 — Коклановского массива, 2 — Малышевского массива, 3 — Кременкульского массива



**Рис. 2.** Распределение РЗЭ для гранитов Коклановского массива и коллизионных гранитов Урала.

Кривые распределения РЗЭ для гранитов: 1 — Коклановского массива, 2 — Адуйского массива, 3 — Джабыкского массива



**Рис. 3.** Распределение РЗЭ для гранитов Коклановского массива и надсубдукционных гранитов Урала.

1 — граниты Коклановского массива, 2 — кривые тоналит-гранодиоритовой серии Челябинского массива, 3 — кривые гранодиорит-гранитной серии Верховотского массива

вольфрам-молибденовой и бериллий-вольфрам-молибденовой рудных формаций. Эти граниты завершают эволюцию кислого магматизма в Уральском регионе и пространственно связаны с крупными массивами глубинных коровых коллизионных гранитов. Лейкократовые граниты каждого из этих массивов являются самыми молодыми среди своего ареала магматических образований. Граниты Коклановского и Лобановского массивов завершают магматизм района, для которого характерно большое количество интрузивных массивов, преимущественно гранитоидного состава, становление которых происходило в коллизионную стадию герцинского цикла геологического развития региона [2]. По отношению  $Va/Sr$  граниты Коклановского массива схожи с позднеколлизионными гранитами Малышевского, Кременкульского массивов и коллизионными Адуйского и Джабыкского и сильно отличаются от надсубдукционных. Спектры распределения РЗЭ для гранитов Коклановского массива характеризуются наличием отрицательной  $Eu$  аномалии и отрицательным наклоном при  $La_N/Lu_N = 15$ , что соответствует обогащению легкими и обеднению тяжелыми РЗЭ. Более высокие содержания иттербия и лютеция относительно других тяжелых РЗЭ указывают на то, что граниты являются дифференциатами более основной, чем сами граниты, магмы.

### Литература

1. Вахмянина А. В. Петрология редкометалльных гранитов Коклановского массива (Зауралье) // Современные технологии освоения минеральных ресурсов: Сб. науч. тр. Выпуск № 2. Красноярск, 2004. С. 12—16.
2. Пумпянский А. М., Горбачев Ю. Н., Тараканов Ф. Ф. Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегантиклинория. Уральский геологический журнал № 3, 2003. С. 45—72.

сетского массивов. Это может свидетельствовать о наличии бериллиевого оруденения в связи с гранитами Коклановского массива, подобно месторождениям редкометалльных гранитов Забайкалья и Приморья.

Граниты Коклановского массива по своим петро-геохимическим характеристикам относятся к группе уральских гранитов (Малышевский, Зенковский, Юго-Коневский, Кременкульский массивы), с которыми связаны месторождения

# РАССМОТРЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ С ПОМОЩЬЮ ХИМИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА RNA

А. Р. Мухамеджанов, Т. Г. Петров

СПбГУ, Санкт-Петербург

temka13@pochta.ru

Процесс кристаллизационной дифференциации магмы влечет появление двух продуктов — жидкой фазы и смеси кристаллов с относительно небольшим количеством жидкости. Согласно теореме Ю. В. Шурубора [7], при разделении смеси на две составляющие информационная энтропия ( $H$ ) по К. Шеннону как мера сложности химических составов [4, 5], по крайней мере одной из результирующих систем, ниже, чем энтропия исходной смеси. С другой стороны, известно, что минералы в общем существенно чище, чем их смеси — горные породы. Это проявляется в относительно больших значениях меры чистоты — анэнтропии [6] — минералов.

В магматических породах Исландии были выделены две ветви эволюции составов — магматическая (жидкостная) и кумулятивная. [1]. На диаграмме  $HA$  (сложность–чистота) химических составов эти ветви начинаются в области максимальных энтропий и минимальных анэнтропий, далее они расходятся в сторону уменьшения энтропии и повышения анэнтропии, при этом ветвь более магниальных пород, обогащенных кристаллическим материалом (кумулятивная), располагается выше жидкостной (магматической) (рис. 1).

Это наблюдение хорошо сопрягается с распределением на той же диаграмме средних составов горных пород по Ле Метру [8]. Нижняя ветвь отвечает большинству пород, включающих диорит–гранитный ряд, верхняя — породам ультрабазитного состава [5].

При исследовании Панозерского (Карелия) массива, где, породы первой фазы представлены габбро и пироксенитами (всего выделяются три фазы [2]), стал вопрос о взаимоотношении габброидов и пироксенитов. На диаграмме  $HA$  они расположились рядом, но верхняя половина поля (более высокая чистота)

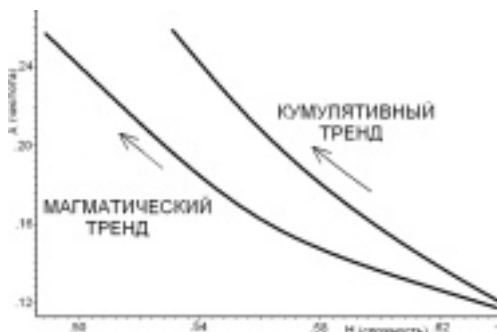
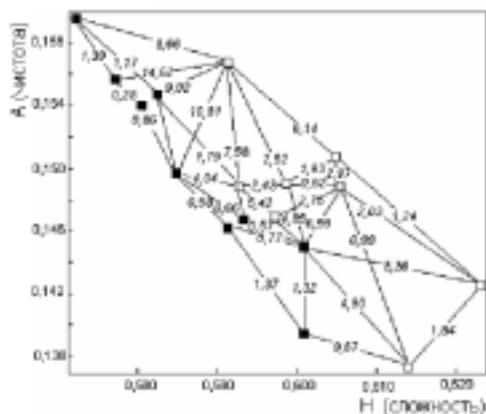


Рис. 1. Ветви эволюции химических составов базальтовых магм

представлена пироксенитами, нижняя габбро. С целью проверки предположения о принадлежности этих групп пород разным эволюционным ветвям — магматическому и кумулятивному — были измерены расстояния в химическом пространстве между составами, как внутри групп, так и между анализами в разных группах. Расчеты производились по формуле Колмогорова  $I = \sum(p_{i1} - p_{i2}) \ln(p_{i1}/p_{i2})$ , где  $p_{i1}$  и  $p_{i2}$  атомные содержания  $i$ -го элемента в 1 и 2-м анализах соответственно [3]. Как следовало ожидать, расстояния *внутри* групп оказались меньше, чем расстояния между анализами из *разных* групп, даже в тех случаях, когда эти анализы на диаграмме *HA* располагались ближе, чем ближайшие анализы из одной группы (рис. 2).



**Рис. 2.** Расстояния по Колмогорову между химическими составами габбро ■ и пироксенитов □. На границе полей находится плагиопироксенит ◻

Таким образом, можно с уверенностью полагать, что в Панозерском массиве пироксенитами и габброидами зафиксирована первая — начальная стадия дифференциации первичного магматического раствора, когда ветви находятся рядом, но еще не разошлись.

### Литература

1. *Гениафт Ю. С., Салтыковский А. Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М, ГЕОС. 1999. 364 с.
2. *Иваников В. В.* Архейские сиениты и монциты Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7. В. 4.
3. *Кульбак С.* Теория информации и статистика / Пер. с англ. Под ред. А. Н. Колмогорова. М.: Наука, 1967.
4. *Петров Т. Г.* Информационный язык для описания составов многокомпонентных объектов // Научно-техническая информация. Сер. 2. 2001, № 3. С. 8—18.
5. *Петров Т. Г., Фарафонова О. И.* Информационно-компонентный анализ. Метод РНА. (Учебное пособие) СПб. 2005.
6. *Петров Т. Г., Фарафонова О. И., Соколов П. Б.* Информационно-энтропийные характеристики состава минералов и горных пород как отражение напряженности процесса кристаллизации // Записки ВМО, 2003. № 2. С. 33—40.
7. *Шурубор Ю. В.* Об одном свойстве меры сложности геохимических систем // Докл. АН СССР, 1972. Т. 205. № 2.
8. *Le Maitre R. W.* The chemical variability of some common igneous rocks // J. of Petrology, 1976. Vol. 17. № 4.

# ВЕРТИКАЛЬНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА

Н. Н. Носкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

[yugova@geo.komisc.ru](mailto:yugova@geo.komisc.ru)

Для изучения глубинного строения литосферы Кировско-Кажимского авлакогена были привлечены данные трансрегионального сейсмического профиля (геотраверса) “Рубин-1”, протянувшегося от г. Костомукшы до г. Семипалатинска и пересекающего Балтийский щит и прилегающую часть Русской плиты (рис. 1) [1]. Кроме того, использовались сейсмологические данные МОВЗ (метод обменных волн от землетрясений) регионального профиля МЕЗТИМРЕСН, протяженностью 550 км (рис. 2), пересекающего южные части Мезенской синеклизы (МЕЗ), Тиманской гряды (ТИМ) и Пе-

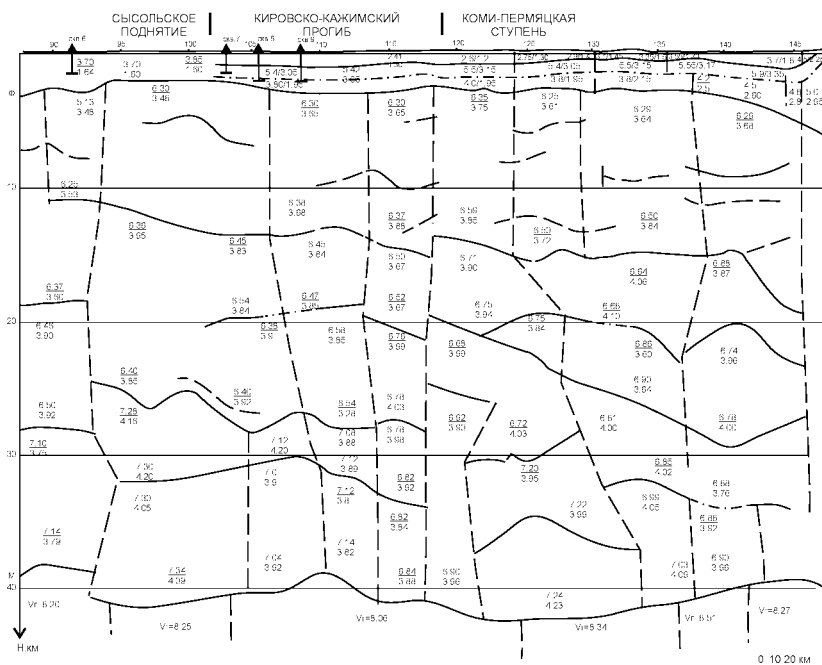
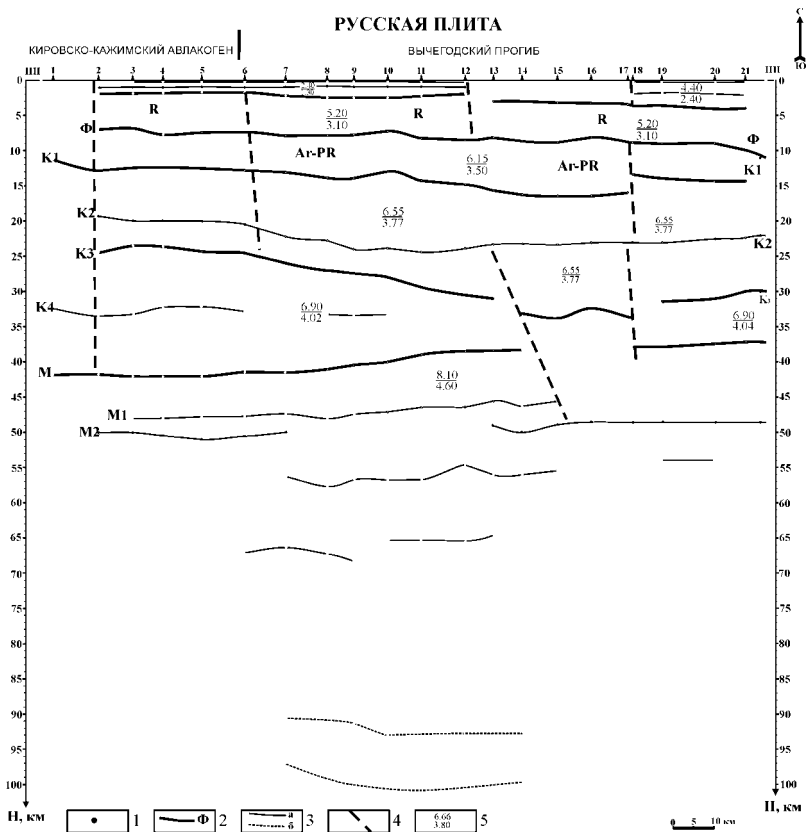


Рис. 1. Фрагмент геотраверса ГСЗ Костомукша-Семипалатинск [1].

— сейсмические границы: а — рядовые, опорные поверхность кристаллического фундамента (Ф), граница Мохоровичича (М);  $\frac{6.45}{3.63}$  — над чертой — скорость продольных волн, под чертой — скорость поперечных волн;  $V_g$  — граничная скорость продольных волн, км/с



**Рис. 2.** Фрагмент геолого-геофизического разреза по профилю MEZTIPESH [2].

1 — отметки глубин; 2 — опорные поверхности: Ф0 — складчатого фундамента; Ф — кристаллического фундамента; К1-К4 — в земной коре; М — Мохоровичича; М1, М2 — в верхней мантии; 3 — границы : а-уверенные, б-предполагаемые; 4 — основные разломы; 5 — скорости (км/с), используемые для построения разреза: Vp — числитель; Vs — знаменатель

чорской плиты (РЕСН) [2]. Для выявления особенностей строения фундамента и осадочного чехла Кировско-Кажимского авлаогена были использованы материалы региональных сейсморазведочных профилей МОГТ ОАО “Костромагеофизика”, геолого-геофизические данные ООО “ТП НИЦ-2”, Института геологии и разработки горючих ископаемых (ИГИРГИ), ОАО “Удмуртгеофизика” и ФГУГП “Волгагеология”.

Глубина залегания *поверхности Мохоровичича* является одним из основных параметров, используемых при изучении глубинного строения литосферы. В пределах исследуемой территории с севера на юг происходит погружение поверхности М от 38 до 42 км. Поверхность Мохоровичи-

ча на большей части территории Кировско-Кажимского авлакогена залегает на глубине 40 км и выражена в виде четкой сейсмической границы.

По данным профиля МЕЗТИМРЕСН (рис. 2) поверхность верхней мантии в восточном направлении от Сысольского свода постепенно воздымается до 40 км. На северном окончании Кировско-Кажимского авлакогена она отмечается на глубине 41–42 км. В верхней мантии уверенно прослеживаются горизонты  $M_1$  и  $M_2$ , выделяемые на глубинах 46–47 и 50 км.

На разрезе профиля “Рубин-1” (рис. 1) в пределах северной части Кировско-Кажимского авлакогена происходит повышение поверхности Мохо до 38 км, причем достаточно существенное по сравнению с прилегающими Сысольским и Коми-Пермяцким сводами, в пределах которых граница  $M$  находится на глубинах 42 км и более (в восточной части профиля).

Рельеф поверхности Мохоровичича для исследуемой территории характеризуются плавными очертаниями изолиний, имеющих преобладающее север-северо-восточное простирание, которые хорошо согласуются с простиранием Кировско-Кажимского прогиба.

В разрезе консолидированной части земной коры Кировско-Кажимского авлакогена выделяется ряд сейсмических границ, разделяющих ее на три слоя: верхний, промежуточный и нижний, суммарная мощность которых оценивается в 35–40 км.

Нижним считается слой, залегающий над границей Мохоровичича и обладающий большими скоростями сейсмических волн. Мощность *нижнего слоя* в целом больше, чем верхнего и промежуточного слоев. По данным регионального профиля МЕЗТИМРЕСН (рис. 2) поверхность нижнего слоя земной коры располагается на глубине 25 км. Он имеет мощность 15–18 км. Внутри слоя на глубинах 32–33 км отчетливо прослеживается горизонт  $K_4$ .

Поверхность нижнего слоя земной коры Кировско-Кажимского авлакоген по профилю “Рубин-1” (рис. 1) залегает на глубинах 26–28 км и практически повторяет по конфигурации положение границы  $M$ . Внутри нижнего слоя на глубинах 30–33 км также прослеживается горизонт  $K_4$ .

Мощность *промежуточного слоя* земной коры описываемой территории увеличивается в южном направлении с 10 км до 16 км. По материалам профиля МЕЗТИМРЕСН переходный комплекс северной части Кировско-Кажимского авлакогена с мощностью около 10–12 км, ограниченный снизу границей  $K_3$ , расположенной на глубинах 24–25 км (рис. 2). В его толще залегает горизонт  $K_2$ , погружающийся в восточном направлении с 19 до 20 км. На профиле “Рубин-1” поверхность промежуточного слоя земной коры располагается на отметках 12–13 км, погружаясь в сторону Коми-Пермяцкого свода до 15 км (рис. 1).

*Верхний слой* консолидированной коры, который непосредственно подстилает осадочные породы и вызывает наибольший интерес геологов



и чаще всего учитывается в различного ряда структурных построениях. Толщины верхнего слоя консолидированной коры изменяются от 10 км в северной части Кировско-Кажимского авлакогена до 14 км и более в его центральной части, на юге авлакогена она снова уменьшается до 10 км.

Материалы профилей МЕЗТИМРЕСН и “Рубин-1” указывают на то, что верхний слой земной коры северной части Кировско-Кажимского авлакогена залегает на глубинах 12–13 км (рис. 1, 2). Слой имеет мощность 4–6 км и ограничен снизу горизонтом  $K_1$ .

По данным ГСЗ в верхней толще кристаллической коры скорости продольных волн составляют 6.1–6.4 км/с, в пределах переходного слоя они непостоянны ( $V_{пл} = 6.3–6.7$  км/с). В нижней толще коры скорости достигают 6.5–7.0 км/с, а для верхов мантии характерны повышенные значения скорости ( $V_{пл} = 8.2–8.3$  км/с).

*Кристаллический фундамент* в пределах Кировско-Кажимского авлакогена разбит серией амплитудных разрывных нарушений на ряд приподнятых и опущенных тектонических блоков, которые в целом постепенно погружаются в сторону осевой его части. В северной части Кировско-Кажимского авлакогена фундамент располагается на глубине более 4000 м, а на юге — около 2000 м. Для Кировско-Кажимского авлакогена характерными и доминирующими являются субмеридиональные и северо-восточные простирания, которые наблюдаются в ориентировке изолиний как на региональном уровне, так и внутри более меньших по рангу структурно-тектонических элементов.

Кировско-Кажимскому авлакогену в *осадочном чехле* отвечает Вятская зона линейных дислокаций (мегавал), представляющая собой систему приразломных валов II порядка, имеющих субмеридиональное простирание и инверсионно-тектоническое происхождение. Вятский мегавал является инверсионным отражением Кировско-Кажимского авлакогена, амплитуда мегавала возрастает вверх по разрезу: от 150–200 м в отложениях девона до 500 м по карбону и перми. Большинство валов характеризуется поперечной асимметрией. Для Вятской системы дислокаций характерны следующие параметры валов: протяженность варьирует от 70–80 до 100–150 км, а ширина изменяется в пределах от 6–10 до 110 км (в районе г. Советск). Валы осложнены структурами третьего порядка — локальными поднятиями.

## Литература

1. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтеносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М., ГЕОН, 2000. 195 с.
2. Удоратин В. В. Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 92 с.

# ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КВАРЦ-АМЕТИСТОВЫХ ЖИЛ СЕЛЬБУРСКОГО АМЕТИСТОНОСНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

И. С. Оймахмадов

ИГ АН Республики Таджикистан, Душанбе

*ilhomjon\_55@mail.ru*

---

В пределах Сельбурского амелистоносногo поля процесс минералообразования происходил в две стадии [1]. В первой стадии образуются мало-мощные (5—10 см) кварцевые жилы и прожилки (кварц I-II) протяженно-стью 5—25 м, приуроченные к субширотным разрывным нарушениям. Морфологически жилы и прожилки плитообразные и крайне редко линзовидные.







Продуктивные кварц-амелистовые зоны минерализации, приуроченные к разрывным нарушениям субмеридиональной ориентировки в основном формировались во вторую стадию. В тектонических нарушениях кварц-амелистовая минерализация образует плитообразные, линзовидные, ветвистые, иногда неправильные жилы и прожилки мощностью от 0.5 до 6 м и протяженностью от 30 до 550 м. Вторая стадия протекала на фоне неоднократного приоткрывания трещин и прерывистого поступления гидротермальных растворов, в результате которых образовались четыре последующие генерации кварца (III-VI).

В исследованных минералах (кварце, амелисте, кальците) Сельбурского амелистоносногo поля широким развитием пользуются первичные двух-фазовые (газово-жидкие) консерваты минералообразующих растворов. По размеру первичные включения весьма разнообразны — от 0.009 до 0.05 мм. Морфологически они характеризуются различной конфигурацией вакуолей — неправильные, призматические, изометрические, ромбовидные, трубчатые, треугольные, округлые, линзовидные, квадратные и, крайне редко, удлинённые (см. таблицу).

Результаты термобарогеохимических исследований показали, что кварц в первой стадии формировался при более высоких термобарических условиях (см. таблицу). Согласно криометрическим исследованиям минералообразующие флюиды первой стадии характеризовались хлоридно-натриевым составом. Концентрация солей во включениях изменялась от 31—18 (кварц I) до 18.5—13.2 вес. % (кварц II).

Для второй стадии характерны проявления внутривидных подвижек [2], цикличность которых фиксируется в последовательном изменении температуры, давления, состава и концентрации минералообразующих ра-

**Результаты термобарогеохимического изучения включений  
в кварце Сельбурского аметистоносного поля**

Стадия	Гене-рация кварца	Облик включений	T <sub>гов.</sub> , °C	T <sub>зат.</sub> , °C	Состав раствора по эвтектической температуре	Концентрация раство-ров, ат.-%	P, атм
Первая	I		450-405	не отр.	не отр.	31,2-18,4	970-865
	II		390-340	-17,-20	NaCl -H <sub>2</sub> O	18,5-13,2	756-750
Вторая	III		435-385	-32 -25 -19 -12,-14	MgCl <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O NaCl-H <sub>2</sub> O KCl-H <sub>2</sub> O	21,5-9,8	720-710
	IV		320-275	-22 -28 -38,-20	NaCl-Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> -H <sub>2</sub> O NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O NaCl-H <sub>2</sub> O	19,8-15	700-665
	V (аметист)		235-180	-37,-38 -21,-28, -16,-21	MgCl <sub>2</sub> - KCl-H <sub>2</sub> O NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O NaCl-H <sub>2</sub> O	17,5-9,5	490-410
	VI (аметист)		170-110* 195-115**	-36 -28 -22 -17 -11	MgCl <sub>2</sub> - NaCl -H <sub>2</sub> O NaCl-KCl-H <sub>2</sub> O NaCl-Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> -H <sub>2</sub> O NaCl-H <sub>2</sub> O KCl-H <sub>2</sub> O	14,5-5,8	450-150

*Примечание.* \* Параллельно-шестоватые агрегаты аметиста, \*\* кристаллы аметиста, Г — газ, Ж — жидкость.

створов от наиболее ранних генераций минерала к поздним (см. таблицу). Аметист, являющийся продуктом заключительных периодов продуктивной стадии, характеризуется наиболее низкими значениями термобарических параметров.

Криометрическими исследованиями первичных включений в кварцах продуктивной стадии Сельбурского аметистоносного поля (табл.) выявлены несколько диапазонов температур эвтектики, каждому из которых соответствует определенная водно-солевая система [3]. Как видно, состав растворов был достаточно сложным, при существенном преобладании NaCl и KCl.

Концентрация растворов второй стадии, была сравнительно невысокой и понижалась от ранних генераций кварца к поздним (см. таблицу).

Термометрические исследования проводились также для двух генераций кальцита, в результате которых было установлено, что первичные включения в них гомогенизируются при температурах 205—150 (кальцит I) и 145—85 °С (кальцит II).

Таким образом, минералообразование на площади Сельбурского аметистоносного поля происходило в широком диапазоне температур (450—85 °С) и давлений (970—150 атм.) из сульфатно-бикарбонатно-хлоридно-кальциево-натриево-калиевых гидротермальных растворов с концентрацией от 5.8 до 30 вес. %. Однако кристаллизация аметиста происходила в сравнительно узком диапазоне РТХ-параметров (235—110 °С, 490—150 атм., 17.5—5.8 вес. %).

### Литература

1. *Оймахмадов И. С.* Минералогические особенности и термобарогеохимические условия формирования Сельбурского аметистоносного поля (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН РТ, 2003, том XLVI, № 7-8. С. 58—65.

2. *Oimahmadov I. S.* Thermobarogeochemical of feature and role paleo temperature of a gradient at formation Selbur amethyst of a field (Southern Tien-Shan) // "Single crystals and their application in the XXI century" 2004, Vniisims, Aleksandrov, Russia, 2004. P. 264—266.

3. *Оймахмадов И. С.* Состав и концентрация минералообразующих растворов кварц-аметистовой минерализации Сельбурского аметистоносного поля // Труды института геологии, новая серия. Вып. 3. Душанбе, 2004. С. 228—233.

# МАКЕТ ФЕРРОЗОНДОВОГО МАГНИТОМЕТР-ГРАДИЕНТОМЕТРА МГ-3

А. Е. Остаенков, П. И. Зуев, А. М. Мухаметшин  
ИГД УрО РАН, Екатеринбург  
*amgeo@igd.uran.ru*

---

В настоящее время градиент вектора геомагнитного поля практически не измеряется, поэтому в лаборатории горной геофизики ИГД УрО РАН был разработан и изготовлен макет измерительного комплекса магнитометр-градиентометр (МГ-3).

Для этого были использованы одностержневые феррозондовые датчики, которые были скомпонованы в два измерительных блока, закрепленные между собой на расстоянии 1 м по вертикали. Длина несущей конструкции составила 4 м. На выходе магнитометра использовались аналого-цифровые преобразователи. Регистрация сигнала выполнялась с помощью ноутбука в режиме онлайн.

Технические характеристики макета:

- измеряет три составляющих вектора геомагнитного поля:  $Z$  — вертикальная,  $H_x$  и  $H_y$  — взаимноортогональные горизонтальные компоненты в абсолютных значениях;
- измеряет вертикальные градиенты этих же составляющих ( $\Delta Z_z$ ,  $\Delta H_{xz}$ ,  $\Delta H_{yz}$ ).

Отличие от аналогов:

- одновременно с параметрами вектора геомагнитного поля непрерывно измеряются вертикальные компоненты градиента вектора геомагнитного поля.

С макетом изготовленного прибора были проведены лабораторные и полевые испытания, которые подтвердили соответствие прибора своему назначению.

В перспективе прибор может быть использован для исследования повреждений железобетонных конструкций и фундаментов сооружений, поиска и разведки залежей полезных ископаемых.

# СТРОЕНИЕ СИРАЧОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИЖМА-ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Е. Л. Петренко, А. Е. Макарова

ГУП РК ТП НИЦ, Ухта

*nikitina@tpnic.ru*

---

В центральной части Ижма-Печорской синеклизы сирачойские отложения в разрезе верхнего девона с запада на восток фациально замещаются от прибрежно-морских и мелководно-шельфовых через рифовые на депрессионные (см. рисунок). Они согласно залегают на ветлясанских отложениях и с размывом — на доманиковых лагунных и рифогенных породах.

Прибрежно-морские фации горизонта в западной части территории накопились в зоне с глинисто-терригенным осадконакоплением (скв. 40-Хабариха). Они представлены алевролитами известковисто-глинистыми с тонкими прослоями аргиллитов с бедной фауной, углистым растительным детритом. Мощность отложений изменяется от 30 до 45 м.

Мелководно-шельфовые фации развиты восточнее, в зоне со смешанным терригенно-карбонатным осадконакоплением. В нижней части горизонт сложен известняками с обломками кораллов, прослоями глин. Выше по разрезу появляются прослои алевролитов известковисто-доломитистых, переходящих вверх по разрезу в доломиты песчано-алевритистые, глинистые и песчаники доломитистые с прослоями аргиллитов. Породы неравномерно пятнисто серые, зеленоватые, коричневатые и темно-серые.

Известняки тонкозернистые, глинистые, сгустково-комковатые, доломитизированные, алевритисто-глинистые, с включениями сульфатов, детритом остракод и брахиопод, узловатой текстуры. Аргиллиты алевритистые, прослоями переходящие в алевролиты глинистые, известковисто-доломитистые, тонкослоистые, с текстурами взмучивания осадка, ходами илоедов. Доломиты разнозернистые, с пятнами гипса, песчано-алевритистые, глинистые, известковистые, с углистым детритом, тонколинзовидно-слоистые. Песчаники алевритистые, тонкозернистые, сильно глинистые, с гнездами ангидрита, гипса, зернами глауконита и рыбными остатками. Мощность отложений изменяется от 72 до 99 м.

Рифовые фации горизонта, развитые на окраине шельфа (Западно-Аресская и др. площади), представлены доломитами вторичными, сероцветными, коричневатыми, голубоватыми, реликтово органогенно-водорослевыми, разнозернистыми, сульфатизированными, кавернозно-пори-



стыми, трещиноватыми, крепкими, массивными. Высота рифов достигает 150—200 м.

На востоке, в пределах доманикоидной впадины, развиты депрессионные фации, сложенные известняками темно-серыми до черных, битуминозными, тонкослоистыми, с прослоями мергелей и аргиллитов, реже силицитов со специфическим набором фауны. Мощность отложений изменяется от 7—19 до 60 м.

Ранее на Лузской площади и в последнее время на Южно-Седмесской площади, получены промышленные и незначительные притоки нефти в мелководно-шельфовых сирачойских отложениях, отмечены нефтепроявления на Западно-Гудырьельской площади. Коллекторы приурочены к пластам облекания над подстилающими доманиковыми рифовыми массивами и представлены доломитами известковистыми, алевритистыми, пятнисто сульфатизированными и известняками с Кп от 1.1 до 11.27 %. Они перекрываются глинистыми породами нерасчлененных евлановско-го-ливенского горизонтов.

В толще сирачойского рифового массива пласты-коллекторы, представленные вторичными доломитами и известняками органогенно-водорослевыми, имеют более высокие фильтрационно-емкостные свойства, порово-каверновый и трещинно-каверново-поровый типы пористости (более 9—15), однако, они, как правило, не имеют надежной покрывки.

Исходя из приведенного выше строения сирачойского горизонта, перспективы нефтегазоносности отложений связываются с надрифовыми мелководно-шельфовыми карбонатными пластами облекания, залегающих над сводами подстилающих доманиковых рифогенных массивов. Условием для этого является наличие амплитуды подстилающего рифа, превышение надрифовой структуры над толщиной плотных пород, залегающих под истинной покрывкой. Последней являются глинистые породы раннеевлановского возраста. Перспективными могут быть также склоновые породы сирачойских рифов (на примере Баганского месторождения), что расширяет возможность выявления новых объектов для поисков залежей УВ.



# НАПРАВЛЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

А. В. Понарядов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

При решении многих минералогических задач как научных, так и прикладных большую роль играет поверхность минералов: ее химический состав, морфологические особенности. Присутствие на поверхности минералов различных устойчивых образований (пленок, квазифаз и др.), как результата взаимодействия минерал—внешняя среда, обсуждалось нами ранее [1]. До сих пор открытым остается вопрос о возможности получения информации о генезисе минерального индивида при исследовании поверхности. С другой стороны, изучение особенностей состава и строения поверхностных образований на микро- и наноразмерном уровне является перспективным в плане разработки новых технологических схем обогащения мелкодисперсного минерального сырья, особенно в свете развития нанотехнологий.

Минералы — природные образования, поэтому исследование механизмов, протекающих в приповерхностной области, в том числе с образованием автономных фаз, достаточно проблематичная задача. Изучение поверхности минералов стало возможным благодаря интеграции достижений физики и химии в области исследования искусственных кристаллов и развития приборной базы.

Ранее была установлена возможность активации поверхности тонкодисперсных минеральных систем за счет избирательного взаимодействия поверхностных центров с молекулами газовой фазы в физических полях [2]. В продолжение этих исследований нами с помощью тестовых реакций окисления СО с участием активных поверхностных центров были исследованы возможности направленного изменения поверхностных свойств образцов. Методом диффузного ИК-отражения были исследованы поверхности кристаллов и синтетических веществ (рутил, кварц, гематит, корунд). Изучение ИК-спектров низкотемпературной адсорбции СО позволило выявить наличие активных поверхностных центров как льюисовского, так и бренстедовского типов и, как следствие, изменения в структуре поверхности на наноуровне.

Сегодня существует несколько методов получения наноминеральных фаз среди них осаждение из газовой фазы, включая диссоциативную адсорбцию СО. При диссоциативной адсорбции СО наблюдается образование новых поверхностных фаз. Исследован механизм формирования новообразований в зависимости от Р, Т-условий. Тот факт, что молекулы СО

могут быть не только средством диагностики поверхностных центров минералогических объектов, но и участвовать в зарождении новых поверхностных фаз, позволяет применить данный подход в технологических схемах переработки природного и техногенного минерального сырья.

### **Литература**

1. *Понарядов А. В.* Физико-химические свойства микроразмерных фаз на поверхности минеральных индивидов // Материалы докладов 13-й научной конференции “Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента”. Сыктывкар, 2004.

2. *Котова О. Б.* Аспекты теории поверхностей в технологической минералогии // Материалы IV конгресса обогатителей стран СНГ, том. II, М.: Альтекс, 2003. С. 98—100.

# ОСТАТКИ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ «СЕДЬЮ 1» НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ

Д. В. Пономарев  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*ponomarev@geo.komisc.ru*

Обширная территория крайнего северо-востока Европы, а тем более ее внеуральская часть, в отношении исследования четвертичной микротериофауны остается до сих пор слабо изученной. Так на Тиманском кряже известно пока одно местонахождение пещерного типа с массовым материалом по плейстоценовым млекопитающим — грот Пижма 1, расположенный на Среднем Тимане [1]. В данном сообщении представлены предварительные результаты исследования второго тиманского местонахождения — пещеры Седью 1.

Пещера расположена на правом берегу р. Седью (приток р. Ижмы, бассейн р.Печоры) на высоте около 10 м от уреза реки, примерно в одном километре ниже по течению от пос. Седью (Ухтинский р-н Республики Коми) в береговом обнажении девонских рифогенных известняков. Координаты пещеры 63°30' с. ш., 53.95' в. д. Пещера небольшая: ширина ее входной части составляет 1 м, высота — 1 м и глубина более 5 м. В разрезе рыхлых отложений входного грота вскрывается два горизонта разного литологического состава, представленные супесчаными и суглинистыми осадками, содержащими кости позвоночных животных, из которых определено более 7000 щечных зубов мелких млекопитающих. По костям из средней части верхнего слоя (слой 1) была выполнена радиоуглеродная датировка  $10560 \pm 280$  (ИГАН-3224), что приходится на поздний дриас или, в более широком понимании, на плейстоцен-голоценовый рубеж.

Видовой состав фауны включает 16 видов мелких млекопитающих из трех отрядов: грызунов, зайцеобразных и насекомоядных. По своему составу и структуре комплексы остатков из разных горизонтов (слоя 1 и 2) почти не различаются (см. таблицу). В обоих элементарных образцах по количеству остатков резко доминирует сибирский лемминг. В слое 2 встречены также копытный лемминг, лесной лемминг, узкочерепная полевка, полевка-экономка, полевка миддендорфа, рыжие полевки, водяная полевка и степная пищуха. Кроме того, из отложений этого горизонта были определены по одному зубу белки, бурундука, летяги и крысы. В слое 1 кроме упомянутых видов определены также остатки выхухоли и темной полевки. Доли видов в структуре элементарной фауны верхнего горизонта почти не изменились по сравнению с сообществом из нижнего

**Видовой состав, количество щечных зубов и соотношение остатков  
(доли видов в слое, %) мелких млекопитающих из пещеры Седью 1**

Род/вид	сл. 1 0—20 см	%	сл. 1 20—45 см	%	сл. 2	%
<i>Desmana sp.</i>	2	0.05	—	—	—	—
<i>Ochotona pusilla</i>	70	1.69	36	2.31	40	2.65
<i>Pteromys volans</i>	11	0.27	—	—	2	0.13
<i>Sciurus vulgaris</i>	6	0.14	2	0.13	1	0.07
<i>Tamias sibiricus</i>	4	0.10	—	—	1	0.07
<i>Rattus sp.</i>	1	0.02	—	—	1	0.07
<i>Clethrionomys rufocanus</i>	55	1.33	18	1.16	8	0.53
<i>Cl. ex. gr. rutilus-glaresolus</i>	235	5.68	79	5.07	39	2.59
<i>Dicrostonyx sp.</i>	144	3.48	35	2.25	96	6.37
<i>Lemmus sibiricus</i>	2139	51.67	867	55.65	924	61.31
<i>Myopus schisticolor</i>	136	3.29	8	0.51	31	2.06
<i>Arvicola terrestris</i>	343	8.29	139	8.92	35	2.32
<i>Microtus gregalis</i>	373	9.01	142	9.11	252	16.72
<i>Microtus oeconomus</i>	418	10.10	153	9.82	56	3.72
<i>Microtus agrestis</i>	127	3.07	53	3.40	—	—
<i>Microtus middendorffii</i>	76	1.84	26	1.67	21	1.39
	<b>4140</b>	<b>100.00</b>	<b>1558</b>	<b>100.00</b>	<b>1507</b>	<b>100</b>

слоя. Так, заметно увеличились только доли полевки–экономки и водяной полевки, хотя по обилию они остались в категории обычных видов. Единичными зубами представлены остатки белки, бурундука, летяги и крысы.

Ядро локальной фауны из отложений пещеры складывается видами типичного “смешанного”, “тундро-степного” или по терминологии Н. Г. Смирнова [2] “гипербореального” комплекса: сибирским и копытным леммингами, узкочерепной полевкой и полевкой миддендорфа, причем резко доминирует один вид — сибирский лемминг. Рассматривая состав и структуру ископаемого сообщества мелких млекопитающих следует отметить, что оно представляет собой крайний “леммусный” тип фауны из шести типов фауны, выделенных ранее для квартала крайнего северо-востока Европы [3]. В отличие от криоксерофильных локальных фаун с доминированием копытного лемминга или кодоминированием копытного лемминга и узкочерепной полевки, сообщества “леммусного” типа можно рассматривать, на наш взгляд, как “криоигрофильные”. Это связано с тем, что по своей биотопической характеристике сибирский лемминг является видом, предпочитающим зеленые корма (мхи) и более увлажненные местообитания,

чем тундровый (и тем более степной) подвид узкочерепной полевки и копытный лемминг [4, 5]. Остатки таких лесных видов, как белка, бурундук, летяга, синантропного вида (крысы), а также часть зубов и челюстей рыжих полевок, по-видимому, были занесены в пещеру в позднем голоцене или в историческое время, а в нижние горизонты попали при осыпании стенок раскопа, на что указывает хорошая сохранность костей перечисленных видов. При этом следует отметить, что характер сохранности двух зубов выхухолы не позволяет уверенно определить их относительный возраст, так как по окраске они не отличаются от несомненно позднплейстоценовых остатков.

Ближайшие аналоги “леммусной” локальной фауны из Седью 1 описаны из нижней части разреза Студеной пещеры (Северный Урал), которая датируется по положению в разрезе, по характеру состава и структуры родентиокомплекса и морфотипическим особенностям видов как конец среднего-начало позднего валдая [6]. О ранне-средневалдайском возрасте отложений пещеры Седью 1 с большой осторожностью можно судить по морфологии копытного лемминга и узкочерепной полевки. Так, среди M1/ и M2/ (всего от 8 до 17 экземпляров) копытных леммингов резко преобладают зубы с морфотипом *henseli*, что характерно для стадии развития зубной системы, обозначенной Н. Г. Смирновым и др. [7] как *Dicrostonyx guiliei* морфа 3 или 2. Копытные лемминги с такой зубной системой обитали на Урале и северо-востоке Европы, вероятно, в среднем-раннем валдае. Мелкие размеры (2,54 мм) и низкая доля зубов с микротидным морфотипом (23,8 %) M1 узкочерепной полевки из отложений Седью 1 также сближают их с зубами из позднплейстоценовых местонахождений [8]. Судя по данным Н. Г. Смирнова [6] и И. Б. Головачева и др. [8], можно отличить на массовом материале зубы позднплейстоценовых узкочерепных полевок от голоценовых и современных, но не точнее, что связано с очень сложной и неоднозначной картиной морфологических преобразований вида в позднем плейстоцене и голоцене и формирования двух современных подвидов. Также имеются сведения об обитании на Северном Урале в среднем и позднем валдае узкочерепных полевок с относительно крупными и “примитивными” зубами [9]. Перечисленные особенности ископаемого материала не позволяют уверенно судить о его точном возрасте (средний, поздний валдай, позднледниковье?). Наиболее вероятный возраст, по нашему мнению, судя по морфотипическим характеристикам копытных леммингов и узкочерепных полевок, ранний-средний валдай, а радиоуглеродная датировка, вероятно, омоложена из-за примеси в образце более молодых костей. Точное установление возраста отложений пещеры возможно только с применением AMS датировок отдельных костей.

*Автор сердечно благодарен Л. Н. Андричевой и Н. Г. Смирнову за помощь в работе.*

## Литература

1. Пономарев Д. В., Смирнов Н. Г., Головачев И. Б. и др. Фауна мелких млекопитающих из грота Пижма 1 (Средний Тиман) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2005. № 6. С. 86—97. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО Российской АН; Вып. 117).
2. Смирнов Н. Г. Зональное распределение млекопитающих в позднем Валдае на Урале // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 209—219.
3. Пономарев Д. В. Типизация локальных фаун мелких млекопитающих позднего плейстоцена и голоцена крайнего северо-востока Европы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. XIV научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 107—111.
4. Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. ч. 1. СПб.: Наука, 1994. 280 с.
5. Громов И. М., Ербаева М. А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб., 1995. 522с.
6. Смирнов Н. Г. Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1996. С. 39—83.
7. Смирнов Н. Г., Головачев И. Б., Бачура О. П. и др. Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири: Сб. науч. тр. Челябинск, 1997. С. 60—90.
8. Головачев И. Б., Смирнов Н. Г., Добышева Э. В., Пономарев Д. В. К истории современных подвидов узкочерепной полевки // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Вып. 2. Материалы конф. молодых ученых. Екатеринбург, 2001. С. 49—57.
9. Кочев В. А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их страстиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 113 с.

# ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КРЕМНЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Е. С. Пономаренко<sup>1</sup>, А. Н. Сандула<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>СыктГУ, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*itn-pro@mail.ru, sandula@geo.komisc.ru*

Затрагивая вопрос происхождения кремнистых образований, исследователи так или иначе решают прямую и обратную задачи. В одном случае определяются источники кремнезёма, условия накопления и формируются механизмы формирования кремнистых образований в различных стадиях преобразования осадка; во втором — по характерным признакам устанавливаются начальные условия, т. е. условия накопления и источники кремнезёма [3, 5—7 и др.].

Анализ опубликованных гипотез о генезисе кремней, основанных на решении прямой задачи, показывают, что предпосылки кремненакопления зависят от климата и от тектонического режима.

Основными поставщиками кремнезёма в осадок являются планктонные и бентосные организмы с кремнистым скелетом (рисунок) [7], причём скорость поступления в осадок кремнезёма (биоопала совместно с растворённым в водной среде) примерно одинакова [5]. Поэтому увеличение кремнистой садки в большей мере должно быть связано с временами с неблагоприятными условиями для развития известковых организмов. Подтверждением данного предположения, как нам кажется, является положение кремнистых образований в изученных разрезах — большинство кремней (особенно желвакового типа) приурочены к интервалам развития шламовых известняков.

Процессы уравнивания такой неустойчивой физико-химической системы как осадок в субаквальных условиях могут продолжаться довольно продолжительное время, например, по данным А. П. Лисицына, литификация карбонатов в современных океанах незначительна, большая часть отложений, вплоть до нижнемеловых, — рыхлые или слегка уплотнённые илы [2]. Мощность отложений, вовлекаемых в процессы диагенеза, оцениваются от первых десятков до первых сотен метров. Таким образом, для образования в ней конкреционных тел или скопления элементов, первоначально имевших незначительные концентрации, совсем необязательны их аномально высокие поступления в бассейн, а для большей дифференциации вещества нужно лишь большее время, что возможно при спокойном тектоническом режиме.

Решения обратной задачи показывают, что о времени и механизмах образования кремнистых стяжений указывать макроскопические и микроскопические признаки как окраска, форма выделения, текстурные признаки, избирательность окремнения и др.

Обобщение перечисленных признаков показывает, что окраска кремней обуславливает содержание в нём оксидов железа и рассеянного органичес-



Кремнезем в системе “морская вода—осадок” (по Ю. Г. Волохину [7], с изменениями авторов)

кого вещества [1]. Следовательно, чем темнее кремни, тем раньше они образовались. Форма их выделения тесным образом связана со степенью литификации осадка [7]. Округлые желваки формируются при раннем диагенезе и имеют собственную структуру (обычно — концентрическое строение). Желваки неправильной формы — при частичной литификации осадка, вследствие чего они сохраняют некоторые текстурные черты вмещающей породы. Линзы и пласты кремней, по всей видимости, являются конечным продуктом

формирования кремнистых образований конкреционного типа при полном замещении отдельных пластов карбонатов. Образования кремней неправильной формы соответствуют, вероятно, позднему диагенезу и раннему катагенезу, когда породы уже практически сформированы и замещению подвергались менее уплотненные осадки или фаунистические остатки. Форма кремней, по всей видимости, указывает на направление миграции растворов в толще осадка. Наибольшие выпуклости желваков в таких случаях образуются со стороны подтока кремнезёма. Так на интервалах разрезов с пластовыми и линзовидными выделениями кремней часто можно наблюдать ровные верхние и волнистые нижние границы, что свидетельствует о миграции кремнезёма снизу вверх по разрезу, происходившего за счёт уплотнения осадка и оттеснения водных растворов к придонной области. Избирательность окремнения может зависеть от многих факторов: но в первую очередь отражает степень уплотнения и литификации осадка и наличие ранее образованных центров стяжения.

Основываясь на вышеизложенных данных, можно предположить, что механизмы образования желваковых кремней срабатывают ещё на ранних стадиях преобразования осадка. Кремнезём, присутствующий в иловых водах, начинает выпадать в осадок на участках локального понижения pH, причиной которого может быть разложение мягких тканей отмерших организмов, а также разложение органического вещества в ходах илоедов [3], или в местах скопления кремнёвых организмов [6]. Рост стяжений идёт в большей мере путём расталкивания (оттеснения) вмещающего осадка, на что указывает отсутствие реакционных контактов кремней с карбонатным субстра-



том и округлая форма желваков, как результат стремления к наиболее энергетически выгодной организации вещества [3]. По мере уплотнения осадка дальнейший рост кремней происходит за счёт замещения частично литифицированных известняков, желваки начинают всё чаще содержать в себе текстурно-структурные особенности вмещающих пород. Вследствие этого их форма становится весьма далёкой от совершенства и уже появляются реакционные контакты между кремнём и известняком.

Образование кремней неправильной формы формируются гораздо позднее желваковых. Механизм их формирования заключается в замещении практически сформировавшейся породы кремнезёмом. Этим объясняется форма кремней — неравномерные участки с нечёткими очертаниями, без чётких границ (постепенный переход) с вмещающей породой, окраска — светло-серого цвета или, если известняк тёмный — светлее известняка, а также крайняя избирательность окремнения. Можно предположить, что при резком уменьшении инфильтрационных свойств в уплотнённом осадке оставшийся кремнезём выпадает в твёрдую фазу либо в свободном пространстве, либо в результате уже имеющегося карбонатного цемента или биокластового матрикса. Образование псевдоморфоз по органическим остаткам, вероятно начинается с развития почеч халцедона или кварца в биокластах, упорядоченное строение которых более подвержено кремнёвому метосоматозу [7].

### Литература

1. *Елисеев А. И.* Кремнистые образования в карбонатных породах карбона гряды Чернышева // Докл. АН СССР, том 134, № 3, 1960. С. 670—673.
2. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М.: “Наука”, 1978. 392 с.
3. *Махнач А. А., Гулис Л. Ф.* Желваковые кремни в девонских доломитах Беларуси // Геология девонской системы: материалы Международного симпозиума, Сыктывкар, 9—12 июля, 2002. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 290—291.
4. *Сандула А. Н., Пономаренко Е. С.* “Кремнистая слуда” на реке Унье (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: материалы 14-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 129—132.
5. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М.: “Госгеолтехиздат”, 1963. 535 с.
6. *Швецов М. С.* Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948. 387 с.
7. *Фролов В. Т.* Литология. Кн. 1: Учебное пособие. М.: 1992. 336 с.

# КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙХОЙСКОГО ПОДНЯТИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

И. В. Попов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ilyageo@yandex.ru*

---

В пределах Лемвинской структурно-формационной зоны Пай-Хоя, в фаменских яшмоидах, карбонатах и карбонатных силицитах громашорской и силоваяхинской свит, выявлены высокие содержания железа и марганца. Фаменская вулканогенно-осадочная марганценосная формация представлена горизонтом яшмоидов следующих типов: известковистых и бескарбонатных яшмоидов, их пироксеноидных и амфиболовых разновидностей, а также яшмовидных гематит-родонит-кремнистых, гематит-эпидот кремнистых известняков. Пространственно связанные с горизонтом яшмоидов линейные аномалии магнитного поля дают возможность картирования горизонта детальной магниторазведкой на участках с мощным (до 50—70 м) покровом неоген-четвертичных отложений.

В 2006 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН были проведены магнитометрические наземные работы масштаба 1:10 000 с целью оконтуривания магнитоактивных фаменских яшмоидов и прослеживания их под рыхлыми отложениями.

Магниторазведочные исследования проводились на двух участках, находящихся в среднем течении р. Силова-Яха. Участок “Варка-Шор” расположен близ устья ручья Варкашор и имеет размеры 5×1.8 км. Участок “Дарка-Рузь-Шор” находится в нижнем течении одноименного ручья и имеет размеры 1.8×0.7 км.

Методика исследований предусматривала проведение детальных профильных маршрутов пешими ходами с одновременным измерением вариаций магнитного поля. Магниторазведочные работы велись по сети 100×10 м. Профили проводились вкрест основного простирания пород.

Кроме детальных магнитных работ масштаба 1:10 000 в районе обнажения марганценосных яшмоидов, в правом борту р. Силова-Яха, по серии профилей была проведена микромагнитная съёмка с шагом 1 и 0.2 м. Замеры интенсивности магнитного поля производились на двух уровнях расположения датчика прибора: 1.5 и 2 м. Наблюдения с магнитометром велись совместно с каппаметрическими исследованиями.

В результате обработки магниторазведочных данных построены карты изодинам и планы графиков магнитного поля для обоих участков. По ре-

зультатам микромагнитной съёмки на обнажении яшмоидов построены как карта изодинам для двух уровней наблюдений, так и графики интенсивности магнитного поля и магнитной восприимчивости пород для всех профилей.

В ходе проведения геофизических работ, дальнейшей обработки и интерпретации магнитометрических данных прослежен сложнорасположенный маркирующий горизонт яшмоидов с аномальной намагниченностью.

# МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ГРУППИРОВКИ В СОСТАВЕ ЛЕК-ЕЛЕЦКОЙ ПОПУЛЯЦИИ КОНОДОНТА *OZARKODINA EXCAVATA*

Л. В. Соколова<sup>1</sup>, Н. В. Моторина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, <sup>2</sup>СыктГУ, Сыктывкар  
[sokolova@geo.komisc.ru](mailto:sokolova@geo.komisc.ru), [maydl@geo.komisc.ru](mailto:maydl@geo.komisc.ru)

Конодонты вида *Ozarkodina excavata* широко распространены в силурийских и раннедевонских отложениях различных регионов мира. Каждая популяция этого вида имеет свои особенности, демонстрируя при этом достаточно сильный внутрипопуляционный полиморфизм. [1, 2]. Вследствие этого, нет однозначной точки зрения на систематику таксона. Ряд исследователей, используя морфометрический анализ, пытаются выделить в его составе хорошо узнаваемые подвиды [3]. Другие — предлагают все аппараты схожие с аппаратом *Oz. excavata* включать в состав рода *Wurmiella* в качестве самостоятельных видов [4].

В работе внимание уделено морфологии Р-элементов, которые являются наиболее изменчивыми в ротовом аппарате озаркодиниид и обычно используются для обоснования новых видов или подвидов [5]. Образцы, содержащие *Oz. excavata*, отобраны Н. Моториной из отложений по левому берегу р. Лек-Елец, недалеко от руч. Яма-шор.

В составе лек-елецкой популяции *Oz. excavata* выделены четыре морфологические группировки среди Ра-элементов и три группировки среди Рв-элементов.

Для **Ра-элементов** характерны (см. рисунок):

**I тип:** элементы с укороченным передним листом, хорошо развитым главным зубцом, свободно посаженными треугольными зубцами. Верхний край листа (сбоку) вогнуто-выпуклый или прямой, нижний край листа прямой или слабо выгнут наподобие арки.

**II тип:** элементы с более низким основанием, чем у элементов первого типа, хорошо заметным главным зубцом, свободно посаженными узкими и более длинными, чем в первом типе зубчиками.

**III тип:** элементы с заметно удлиненным передним листом, хорошо развитым главным зубцом, с большим количеством плотно посаженных прямых, узких, призмовидных зубчиков, высота основания по всей длине примерно одинаковая.

**IV тип:** элементы с заметно удлиненным передним листом, невыраженным главным зубцом, плотно посаженными прямыми узкими призмовидными зубцами.

У **Рв-элементов** встречены три типа: **I тип** — озаркодиновый элемент с почти равновеликими узкими, длинными (или укороченными) передней и

Система	Отдел	Ярус	Пачка	Р-элементы из аппарата <i>Ozarkodina excavata</i>
Силурийская	Верхний	Дулов	V	
			IV	
			III	
			II	
			I	

Распределение морфологических группировок Р-элементов в разрезе (схема).

а, б, е — Ра-элементы I типа; ж — Ра-элементы II типа; д, к — Ра-элементы III типа; л, м — Ра-элементы IV типа; з, г — Рб-элементы I типа; в, и — Рб-элементы II типа

задней ветвями; **II тип** — озаркодиновые элементы с укороченным, высоким передним отростком и удлинённым, низким задним отростком; **III тип**: озаркодиновые элементы переходные между первым и вторым типами.

Изучение S- и М-элементов, совместно встречающихся с Р-элементами, позволяет предположить, что лек-елецкая популяция представлена подвидом *Oz. excavata excavata*. Некоторые Ра-элементы в составе **IV** типа по форме основания и зубчиков напоминают Ра-элементы из аппарата другого подвида *Oz. excavata inflata*.

В разрезе морфологические группировки распределены неравномерно. В нижней части разреза (I, II и III пачки) встречены только единичные Ра-элементы первого типа. Они представлены средними по размеру экземплярами. В отложениях двух верхних пачек (IV и V) встречаются как мелкие прозрачные элементы (вероятно ювенильные формы), так и достаточно крупные — длиной примерно 2.5 мм (вероятно геронтические формы).

### Литература

1. Walliser O. H. Conodonten des Silurs // Abh. hess. L. — Amt. Bodenforsch Wiesbaden, 1964. 106 S.

2. *Jeppsson L.* Aspects of Late Silurian conodonts // *Fossil and strata*, 1974. № 6. 54 p.
3. *Jones D. O., Purnell M. A., von Bitter P. H.* The shape of a species: morphometric analysis of the conodont apparatus // [www.gas.esd.mun.ca/gac\\_2004](http://www.gas.esd.mun.ca/gac_2004).
4. *Roopnarine P. D., Murphy M. A., Buening N.* Microevolutionary dynamics of the Early Devonian conodont *Wurmiella* from the Great Basin of Nevada // [www.palaeo-electronica.org](http://www.palaeo-electronica.org). 2005.
5. *Халымбаджа В. Г.* Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казанского университета, 1981. 215 с.

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ РОМБОДЕКАЭДРА

Д. Г. Степенщиков, М. С. Макаров

ГИ КНЦ РАН, Апатиты

*dm706390@mail.ru*

Реальной кристаллографической формой называется полиэдр, ограниченный хотя бы некоторыми из граней идеальной простой формы или их комбинации, находящимися в стандартной ориентации, но на произвольном расстоянии от начала координат, например, центра полиэдра [1]. Понятие было введено для различения многогранных форм кристаллов одного минерала с точностью до комбинаторного типа. В зависимости от условий роста, кристалл принимает соответствующую реальную форму, запечатлевая информацию о формирующей его среде. При этом достоверность трактовки формы кристалла зависит от точности ее определения. В данной работе предлагается метод определения реальной формы ромбододекаэдрических кристаллов, опробованный на алмаздинах месторождения г. Круглая, Западные Кейвы, Кольский полуостров. Все доступные нам кейвские гранаты имеют полногранную форму, что характерно для данного минерала. Но неравномерное развитие граней ромбододекаэдра приводит к разнообразию его реальных форм.

Ранее было выведены 625 теоретически возможных реальных форм ромбододекаэдра [2], из них 34 — полногранные (рис. 1). Идеальный ромбододекаэдр содержит 6 непростых вершин, в каждой из которых сходятся 4 грани (рис. 2, а). При неравном удалении граней от центра кристалла все или часть непростых вершин образуют более или менее выраженные ребра (рис. 2, б). Это и легло в основу предлагаемого метода. Реальная форма ромбододекаэдра фиксируется схемой, в которой игнорируются неинформативные простые вершины (рис. 2, в) и инцидентные им ребра, но акцентируются растянутые в ребра или неизменные непростые вершины. В схеме выделяются *полюсные* и *экваторные элементы* (рис. 3). В качестве полюсных элементов выбираются (в порядке убывания приоритета) две противоположные непростые вершины, непростая вершина и противоположное ей ребро или два противоположных ребра. Если один из полюсных элементов — ребро, то ромбододекаэдр ориентируется так, чтобы оно располагалось внизу перпендикулярно лучу наблюдения.

Экваторными элементами являются 4 оставшиеся вершины — непростые или растянутые в вертикальное или горизонтальное (при данной установке полюсных элементов) ребра. Экваторные элементы перечисляются по часовой стрелке (на виде сверху) в порядке убывания приоритета: с вертикального ребра, горизонтального ребра или вершины. Первый элемент располагается на переднем плане схемы. Ориентировка полюсных элемен-

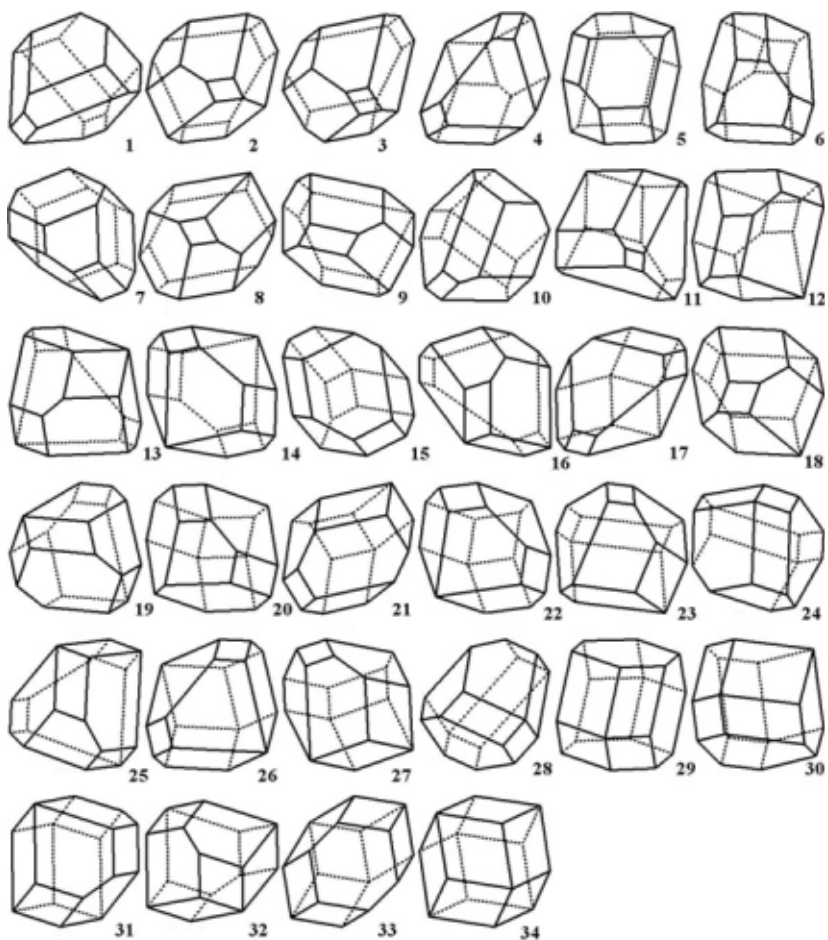


Рис. 1. Полногранные формы реального кристаллографического ромбодекаэдра

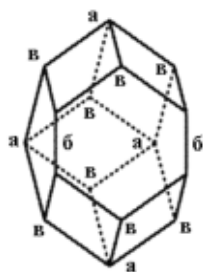


Рис. 2. Непростые (а), растянутые непростые (б) и простые (в) вершины

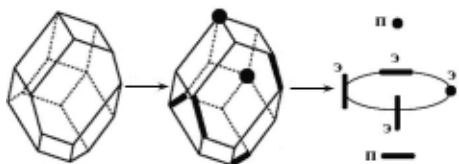
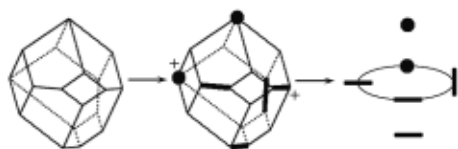


Рис. 3. Построение схемы: п — полюсный, э — экваторный элементы



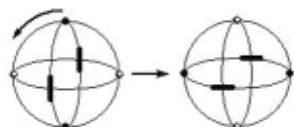
тов при этом должна сохраняться. Если среди полюсных элементов нет ребер, то обход начинается с наиболее приоритетного из экваторных элементов. Если один из полюсных элементов (нижний) является ребром, то обход начинается с более приоритетного из двух экваторных элементов, расположенных в плоскостях, параллельных этому ребру. На рис. 4 дана схема, поясняющая этот момент: здесь есть полюсное ребро, поэтому обход экваторных элементов начинается с одного из двух элементов — горизонтального ребра или вершины (обозначены крестиками), а именно с ребра. При этом



**Рис. 4.** Выбор начального экваторного элемента (пояснения в тексте)

на экваторе присутствует и более приоритетное вертикальное ребро, но оно расположено в плоскости, не параллельной полюсному нижнему ребру, и потому не учитывается.

Приоритетное задание полюсных и экваторных элементов вводится ради сокращения числа схем, которые порождаются при различных ориентировках одного и той же ромбододекаэдра. Такая неоднозначность затрудняла бы определение реальной формы. В то же время, правила не исключают существования нескольких схем для одного кристалла (рис. 5). Схемы составляются для всех теоретически возможных полнотелых реальных форм ромбододекаэдра. При анализе реального ром-



**Рис. 5.** Эквивалентные схемы

бододекаэдра выделяются его измененные (растянутые в ребра) или неизменные непростые вершины. Строится схема (или несколько схем) для кристалла и затем она сопоставляется со схемами, полученными для теоретических реальных простых форм.

Преимущества указанного метода — простота конечных данных и легкость сравнения схем. Все ненужные и избыточные элементы реальной формы отбрасываются. В то же время, она может быть легко восстановлена из соответствующей ей схемы. Число удовлетворяющих указанным выше ограничениям теоретических схем для реальных форм ромбододекаэдра было также выведено нами и равно 44, что больше числа схем для возможных 34 реальных форм. Данное обстоятельство может проявиться (и уже проявилось при изучении кейвских гранатов) в случае, когда составленная по реальному кристаллу схема не попадает ни в одну из возможных 34 реальных форм ромбододекаэдра, что говорит о ее неверном построении. Изложенный способ определения реальной формы приложим только к ромбододекаэдрическим кристаллам. Для других простых форм или их комбинаций требуются иные методы, возможно, основанные на сходных принципах.

*Работа выполнена при поддержке научной школы НШ-1413.2006.5 и Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям № 02.445.11.7403.*

### **Литература**

1. *Войтеховский Ю. Л., Степеничиков Д. Г.* Комбинаторная кристалломорфология. Реальные кристаллографические простые формы. Апатиты: Изд-во “К&М”, 2004. 275 с.
2. *Войтеховский Ю. Л., Степеничиков Д. Г.* Морфология кристаллов альмандина месторождения Макзапахк // Матер. XV научн. конф. памяти К. О. Кратца. СПб: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 35—37.

# ПАЛЕЗОЙСКИЙ РАЗРЕЗ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

А. А. Суслова  
МГУ, Москва

Архипелаг Шпицберген располагается в северо-западной части Баренцева моря, в пределах Свальбардской плиты, которая моноклинально погружается в сторону Баренцевоморского шельфа и сочленяется с ним по системе глубинных разломов.

В пределах Свальбардской плиты выделяются пологие впадины, разделенные валообразными поднятиями, и отмечаются глубинные разрывные нарушения, образующие блоковую структуру плиты. Бортовые части плиты представляют собой пологие моноклинали, наиболее крупной из которых является *Свальбардская моноклираль*. Архипелаг Шпицберген является западной окраиной Свальбардской плиты, где обнажается весь комплекс палеозойско-мезозойских отложений, слагающих разрез акваториальной части бассейна.

Острова архипелага составляют не значительную часть Баренцевоморского шельфа, тем не менее, стратиграфический разрез архипелага Шпицберген может служить прототипом разреза западной части Баренцева моря. Осадочный разрез Свальбардской плиты сложен породами палеозойско-кайнозойского возраста, которые залегают на породах фундамента. Нижнепалеозойские отложения (ордовикско-среднедевонские) часто относят к породам складчатого основания в пределах Шпицбергена. Они заполняют главным образом грабенообразные структуры (авлакогены). Вышележащие палеозойские отложения верхнедевонско-пермские и мезозойские отложения относятся к отложениям осадочного чехла.

Отложения верхнедевонско-пермского возраста объединены в три основные группы: нижнюю Биллефьерден (Billefjorden), среднюю Гипсдален (Gipsdalen) и верхнюю Темпельфьерден (Tempelfjorden).

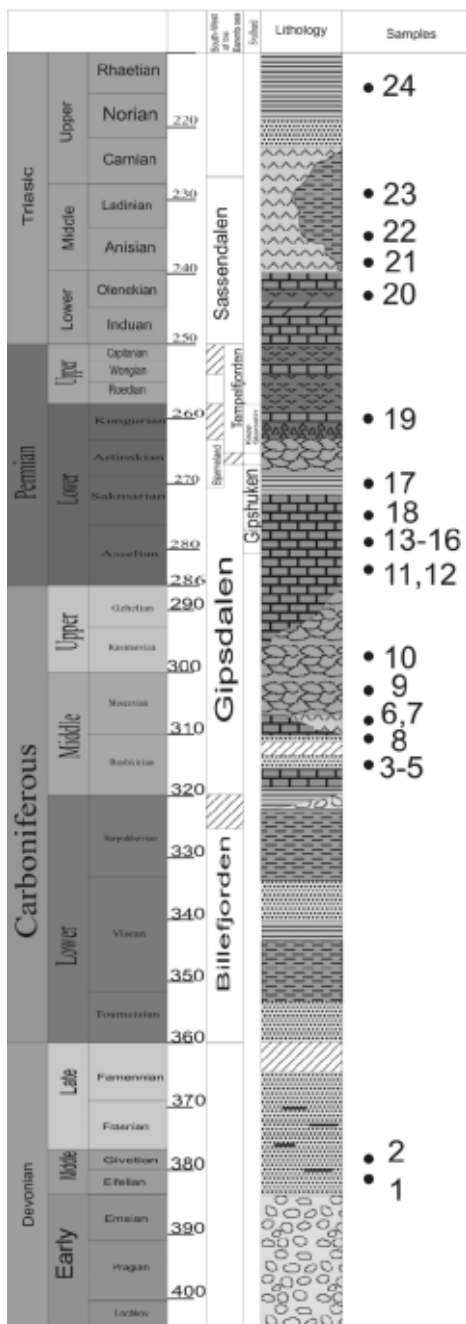
Биллефьерден группа на территории о. Шпицберген соответствует фаменско (верхний девон)- визейскому ярусам. Разрез представлен отложениями, сформировавшимися на ранних стадиях обширной трансгрессии морского бассейна и сложен в основном в нижней части терригенными породами, а в верхней — преимущественно карбонатами морского происхождения. В отложениях этого комплекса на территории архипелага Шпицберген были зафиксированы многочисленные газопроявления.

Группа Гипсдален в центральной части о. Шпицберген относится к серпуховско-артинскому ярусам. Литологический разрез в нижней части характеризуется серыми, хорошо отсортированными, с высокой пористо-

стью песчаниками, которые переслаиваются с черными и зелеными глинами. Выше — переслаивание красных песчаников, ангидритов (гипса) и карбонатных пород. Верхняя часть разреза представлена в большей степени известняками с многочисленными останками фауны (фузулинами, кораллами, криноидеями, мшанками, брахиоподами, конодонтами и остракодами). В разрезе выделяются фузулиновые известняки, которые по всей видимости могут служить нефтематеринскими толщами. В фузулиновых известняках значения ТОС (%) колеблются в пределах 0.91—3.88, в алевроитовых известняках и доломитах: 0.13—0.42. Отложения накапливались, главным образом, в условия открытого морского бассейна. В этих отложениях на территории архипелага Шпицберген были зафиксированы газопроявления.

Группа Темпельфьерден (Tempelfjorden) на территории западной части Баренцевоморского шельфа относится к кунгурскому(?)—казанскому(тагарскому(?)) ярусам. Литологический разрез представлен в основном кремнистыми отложениями с прослоями терригенных и карбонатных пород. Больше всего доминируют тонкозернистые отложения. Кремнистые породы сформировались за счет многочислен-

Stratigraphic chart on Svalbard



ных спикул губок, поэтому их часто называют спикулитами. Они могут быть перспективными на нефть и газ.

Отложения триасового возраста залегают несогласно на породах позднепермского возраста и составляют около 40 % объема осадочного выполнения Баренцевоморского бассейна. Они объединены в две основные группы на территории западной части Баренцева моря и о. Шпицберген: Сассендален (Sassendalen) и Кэп Тоскана (Kapp Toscana).

В пределах западной части о. Шпицберген разрез группы Сассендален сложен прибрежными, дельтовыми и мелководно-шельфовыми терригенными отложениями. В верхней части разреза отмечается большое содержание органического вещества в глинах, а также присутствие фосфатов. Кремнисто-глинистые и алевро-глинистые отложения группы Сассендален можно отнести к нефтематеринским толщам с ТОС: 0.01—1.64 %. *Кэп Тоскана* относится к карнийскому (верхний триас)–батскому (средняя юра) ярусам. Литологический разрез формации на территории западной части Баренцева моря и архипелага Шпицберген представлен глинами, алевролитами, песчаниками и глауконитовыми песчаниками, иногда встречаются прослой карбонатных пород. Повсеместно отмечается присутствие углей. Углисто-глинистые отложения группы Кэп Тоскана можно отнести к нефтематеринским толщам по содержанию ТОС: 1.51 %. Таким образом на территории архипелага Шпицберген выделяются четыре основные нефтематеринские толщи в отложениях верхнедевонско–нижнекаменноугольном, верхнекаменноугольно–нижнепермском, верхнепермском и триасовом комплексах.

# О СВЯЗИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРЕДЕЛАХ ФАН-ЯГНОБСКОЙ ВПАДИНЫ (ГИССАРО-АЛАЙ)

М. Таджибеков<sup>1</sup>, М. Л. Гадоев<sup>2</sup>, И. С. Оймахмадов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Таджикский ГНУ,

<sup>2</sup>ИГ АН Республики Таджикистан, Душанбе

*ilhomjon\_55@mail.ru*

---

Фан-Ягнобская впадина в структурном отношении представляет грабен-синклиналь, северное крыло которой вздернуто. Северной тектонической границей впадины является Хшертабский разлом. Юрские-меловые породы центральной части впадины распространяются за линию Гиссаро-Каратегинского разлома. Южная граница впадины совпадает с линией Пасруд-Ягнобского разлома. Грабен-синклиналичная структура осложнена антиклинальными и синклиналичными складками более высоких порядков. Структурная ось Фан-Ягнобской впадины воздымается в западном направлении. Восточнее кишл. Шурмаш (бассейн Пасруддарьи) наблюдается западное замыкание синклиналичной складки. Ниже сая Шоме (правый приток Пасруддарьи) нижнемеловые образования опрокинуты на север синклиналичную складку.

Вблизи Пасруд-Ягнобского разлома мезозойско-кайнозойская толща деформирована в мелкие складки, опрокинутые в западной части к северу. Возникновение второстепенных складок обусловлено, скорее всего, воздействием Гиссарского палеозойского блока на толщу чехла впадины по Пасруд-Ягнобскому разлому. Юрские породы вдоль северного борта впадины ложатся на поверхность предмезозойского пенеплена, имея при этом южные падения под углами 35—40°. На участке слияния рек Ягноб и Пасруддарья юрские породы “взбегают” вверх по южному склону Заравшанского хребта до абсолютной высоты 3100 м. Отложения мела, палеогена и неогена как бы прижаты к южному борту впадины. Толща конгломератов олигоцен-миоценового возраста, венчающая разрез мезозойско-кайнозойских отложений, находится на высотах 3000—3200 м. На северном борту на аналогичных высотах располагается предмезозойский пенеплен.

Важнейшими новейшими разрывами Фан-Ягнобской впадины являются Хшертабский и Пасруд-Ягнобский; Гиссаро-Каратегинский разлом в новейшей структуре проявлен слабо[1].

Хшертабский разлом прослеживается по северному борту характеризуемой впадины вдоль верхней части южного склона Заравшанского хребта. Разлом являлся северной границей Фан-Ягнобской впадины. На протя-

жении мезозоя-кайнозоя он контролировал осадконакопление. Амплитуда вертикального перемещения по указанному нарушению за новейший этап оценивается в 1.5—2 км. Гиссаро-Каратегинский разлом отделяет в современной структуре мезозойско-кайнозойское выполнение впадины от палеозойских блоков. Активность разлома проявилась лишь в четвертичную эпоху, а на протяжении мезозойско-неогенового времени он был “захоронен” под отложениями чехла. В местах соприкосновения мезозойских отложений с палеозойскими, вдоль разлома в толще юры и мела развиваются мелкие складчатые дислокации. В долине сая Конты (левый приток Пасруддарьи) наблюдаются опрокинутые на юг складки. Палеозойская толща южного склона Зеравшанского хребта надвинута здесь на породы мезозоя. Аналогичный характер складчатости выдерживается западнее кишл. Шурмаш в бассейне Пасруддарьи. В зоне сочленения Хшертабского и Гиссаро-Каратегинского разломов устанавливается значительный по объему завал, который перегородил русло Пасруддарьи в верхней ее части (сай Торткуль). Завал вызван, по-видимому, активизацией движений по Гиссаро-Каратегинскому разлому в позднеплейстоцен-голоценовую эпоху. Амплитуда вертикального перемещения по Гиссаро-Каратегинскому разлому за позднеплиоцен-четвертичное время составляет 500—600 м. Горизонтальная составляющая не превышает 150—200 м.

Пасруд-Ягнобский разлом ограничивает Фан-Ягнобскую впадину с юга. В центральной части он представлен двумя дизъюнктивами. Основная северная линия, известная как Северо-Пасрудский разлом проходит южнее горы Сарыджангаль. Южная ветвь, или собственно Пасруд-Ягнобский разлом, прослеживается в направлении с запада на восток в 2.5 км южнее устья Искандердарьи, через гору Сарыджангаль, по левому борту сая Пшодив. Затем разлом следует по водоразделу саев Джижикрут и Габеруд и уходит на восток. На востоке района в северном крыле разлома развиты нижне-среднеюрские породы, образующие синклиналиную складку. Непосредственно у линии дизъюнктива наблюдаются небольшие приразломные опрокинутые складки. К западу от сая Науматек разлом проходит среди палеозойских пород. На участке правого борта реки Обисафрод у кишл. Парвез вдоль нарушения отмечается крупный завал, выполняющий дно долины. На левом борту основного сая имеются выходы темно-серых брекчий средне-четвертичного возраста. В районе Сарыджангал в северном крыле Пасруд-Ягнобского разлома сохранились отложения, сходные с неогеновыми породами. Они образуют небольшую опрокинутую на юг синклиналь. Падение сместителя разлома близко к вертикальному. В западном направлении разлом прослеживается среди палеозойских пород.

Северо-Пасрудский разлом наиболее отчетливо выражен на левом борту сая Джижикрут. Далее он отмечается в верховьях сая Пшодив, на участке устья Пасруддарьи. В центральной части впадины указанный раз-

лом ограничивает мезозойско-кайнозойские породы с юга. Разлом падает на юг под углами  $45\text{—}50^\circ$ , местами — до  $60^\circ$ . Породы, развитые в зоне разлома, раздроблены и дислоцированы. По саю Науматек юрские отложения у линии разлома образуют опрокинутую складку. Видимая амплитуда вертикального смещения, судя по положению позднеплиоценовой поверхности в крыльях разлома, — более 500 м.

### **Литература**

1. *Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе, Дониш, 1985. 258 с.



# ОЦЕНКА ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ОСНОВЕ ТИПИЗАЦИИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗЕРАВШАНСКОЙ ВПАДИНЫ)

М. Таджикибеков<sup>1</sup>, И. С. Оймахмадов<sup>2</sup>, М. Л. Гадоев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Таджикский ГНУ,

<sup>2</sup>ИГ АН Республики Таджикистан, Душанбе

*ilhomjon\_55@mail.ru*

---

Зеравшанская впадина находится в бассейне одноименной долины между Туркестанским и Зеравшанским хребтами. Днище впадины находится на высоте 1250 м, а высоты водоразделов достигают более 4000 м. С запада на восток происходит постепенное увеличение абсолютных высот хребтов.

На палеозойском основании залегают юрские и верхнемеловые отложения. Мезозойско-кайнозойские породы Зеравшанской впадины сохранились в виде непрерывной полосы в основном вдоль левого борта р. Зеравшан. Они образуют моноклираль, нередко осложненную дополнительными складками. Строение моноклинали в разных участках Зеравшанской долины неодинаковое.

Зеравшанская впадина по морфологии, внешнему облику, размерам и полноте разрезов мезозойско-кайнозойских отложений делится на две части [1]: восточную (собственно Зеравшанскую) и западную (Пенджикентскую).

Пенджекентская впадина выполнена мезозойско-кайнозойскими (юра, верхний мел, палеоген, неоген-четвертичный) толщами мощностью более 3000 м. В структурном отношении впадина представляет собой асимметричную грабен-синклираль, ее северное крыло полого (14—15°) воздымается по южному склону Туркестанского хребта. С юга она ограничена Зеравшанским разломом, вдоль которого мезозойско-палеогеновая толща дислоцирована в мелкие складки.

Собственно Зеравшанская впадина протягивается на расстояние не менее 100-110 км. Она участками совпадает с современной долиной. Морфологически представляет одностороннюю грабен-синклираль. В сложении осадочного чехла впадины участвуют отложения юры (не повсеместно), верхнего мела, реже палеогена, неогена общей мощностью до 1600 м. Четвертичные осадки развиты вдоль основной долины. Наиболее полный разрез мезозоя-кайнозоя (1000 м) сохранился в южном борту впадины.

Структура в раннеюрское время развивалась в качестве приразломного прогиба, а в позднемеловое время площадь осадконакопления смещается к северу и поверхность палеозойского рельефа перекрывается поро-

дами верхнего мела. В местах положительной ундуляции поверхности палеозойского фундамента мезозойско-кайнозойская толща полностью уничтожена новейшей денудацией. Пример положительной ундуляции неоструктуры наблюдается восточнее долины р. Кштут. За перемычкой в долине р. Риват вновь появляется чехол, представленный мезозойско-палеогеновыми отложениями. Они ограничены на юге Северо-Зеравшанским разломом, на севере — разрывом незначительной протяженности. В строении разреза участвуют отложения юры-палеогена.

На меридиане кишл. Похут структура Зеравшанской впадины представляется в виде моноклинали с южным падением пластов. В ее строении участвуют верхнемеловые и палеогеновые отложения, залегающие на палеозойском основании с угловым несогласием. Падение пластов южное, углы падения — 25—30°. Юрские осадки имеют локальное распространение вдоль ограничивающего с юга впадину Северо-Зеравшанского разлома, а на южном склоне Туркестанского хребта они первично отсутствовали. Крайние восточные выходы мезозойских отложений установлены южнее кишл. Обурдон и на меридиане кишл. Гузн. Причем, в последнем пункте они расположены высоко по северному склону Зеравшанского хребта. С юга юрские породы ограничены Северо-Зеравшанским разломом, северная их граница — стратиграфическая. К востоку они постепенно выклиниваются. По выходам мезозойско-кайнозойских отложений видно, что новейшая структура испытывала неравномерные движения в продольном направлении. Подошва домезозойской поверхности выравнивания (пенеплен) испытывает неравномерное поднятие с запада (от 500 до 1500 м) на восток (2500—3000 м).

Гравитационные образования имеют широкое распространение по левому борту Зеравшанской долины вдоль одноименного разлома, где часто вдоль указанного дизъюнктива в подминаемой его толще (мезозоя-кайнозоя) развиваются опрокинутые складки. Последние являются реальным источником формирования гравитационных образований. Зеравшанская впадина имеет асимметричное строение; южный ее борт более крутой, а северный — пологий, поэтому большие гравитационные накопления проявляются (Испан, Айни, Томин, Гузарибод, Парз и др.) в южном ее борту. Формирование гравитационных образований зависит также от характера уклона, поверхности угловых несогласий, литологии, положение разлома в рельефе, морфологии разлома, амплитуды поднятия и других признаков. Наиболее опасными зонами в этом отношении являются участки вдоль трассы разломов, ограничивающих впадин, пограничной зоны между областями поднятий и опусканий, районы с максимальными мощностями мезозоя-кайнозоя, зон дробления, обводнения, трещиноватости, особенно выраженные в рельефе.

### Литература

1. *Таджибеков М.* Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе, Дониш, 1985. 258 с.

# СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

Н. А. Тажинаязова<sup>1</sup>, К. В. Виноградова<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>АО «Мангистаумунайгаз», Актау, Казахстан; <sup>2</sup>ИГиРГИ, Москва, Россия  
*nurkageo@newmail.ru*

Изучение триасовых отложений Южного Мангышлака представляет большой научный и практический интерес, поскольку с ними связана промышленная нефтегазоносность и они являются с начала систематических поисково-разведочных работ (1967 г.) одним из основным объектом для поисков нефти и газа в Южно-Мангышлакском регионе. Для успешного прогнозирования дальнейших направлений развития поисковых работ была необходима разработка детальной стратиграфической схемы расчленения продуктивной толщи триаса.

Роль стратиграфических исследований в нетегазопоисковых работ работах чрезвычайно велика, поскольку от степени обоснованности и детальности расчленения разреза зависит определение объемов продуктивных толщ, их стратиграфической приуроченности, повышение эффективности геолого-поисковых работ и прогнозирование перспективности отложений в новых районах.

Триасовые отложения на Южном Мангышлаке имеют повсеместное распространение, отличаясь фаціальным составом, толщинами и органическими остатками в различных структурно-фаціальных зонах [1].

Триасовая полифаціальная толща с размывом залегает на отложениях верхнего палеозоя (карбон-нижняя пермь), входящие в состав фундамента, в котором выделяются два комплекса пород: нижний, метаморфизованный докарбонного возраста (нижний структурный ярус, пл. Оймаша, Жага, Ащиагар и др.; вскрытой толщиной 1000 м) и верхний-нижняя моласса (толщиной до 780 м), охарактеризованная полинокомплексом каменноугольного возраста, вскрытого на площадях Северо-Ракушечная, Северо-западный Жетыбай, Жетыбай, Придорожная, Саукдук, Баканд и др. Толща палеозоя на рассматриваемых площадях с размывом и угловым несогласием перекрывается пестроцветными терригенными образованиями нижнего триаса.

Ниже приводится краткая характеристика литолого-стратиграфических подразделений триаса в рамках стратиграфической схемы, утвержденной Каз.РМСК (г. Алматы, 1986).

## **Литолого-стратиграфический комплекс нижнего триаса.**

Нижнетриасовые отложения в пределах региона имеют широкое распространение. Многочисленные скважины вскрыли их в пределах Жеты-

бай-Узеньской ступени, Кокумбайской моноклинали, Песчаномыско-Ракушечной зоны сводовых поднятий, Карагиинской седловины, Сегендыкской, Жазгурлинской, Аксу-Кендерлинской тектонических зон. Кроме того, породы нижнего триаса вскрыты в Тюб-Карагане, Беке-Башкудукском валу и обнажаются в Каратау. В последние годы разведочным бурением они установлены в зоне сочленения Жетыбай-Узеньской ступени, Карагиинской седловины седловины и Сегендымысской ступени площадях Аксаз, Борлы, Емир, Сев.Аккар. для разреза — преимущественно терригенная красноцветно-пестроцветная, лагунно-морская и континентальная (долнапинская и парсмурунская свиты) инд-оленокского возраста. Толщиной до 2000 м. Верхняя морская, карбонатно-терригенная, темно-серая, серая с примесью вулканогенного материала (узеньская свита) верхнеоленокского возраста. Толщиной до 1600 м.

Наиболее полным, хорошо изученным и палеонтологически охарактеризованным является разрез нижнего триаса в Жетыбай-Узеньско-Кокумбайской зоне (скв. 115 Узень, 25 Жетыбай и др.).

Возраст красноцветно-пестроцветных отложений определяется по комплексу органических остатков: аммоноидеи, пелелиподы, филлипиды, миоспоры, как инд-оленокский.

Верхняя часть нижнетриасового разреза представлена морскими карбонатно-терригенными сероцветными породами узенькой свиты (407—738 м). Для свиты, характерен глинисто-карбонатный состав слагающих пород: аргиллиты, известняки тонкозернистые, пелитоморфные серые, темно-серые с прослоями туфоженных пород зеленовато-серых. Снизу вверх наблюдается последовательная смена терригенно-карбонатных пород на терригенные в верхах свиты. К основанию свиты, приурочена пачка базальных туфоженных песчаников. Верхнеоленокский возраст отложений определяется по многочисленной фауне аммоноидеи, позволяющий рассматривать их в качестве аналогов таргалинской и караджатыкской свит Горного Мангышлака. Однотипный состав органических остатков позволяет уверенно осуществлять корреляцию верхнеоленокских отложений в пределах Южного Мангышлака, к которым, и приурочен продуктивный горизонт “Г”.

В регионе мощность нижнего триаса изменяется в значительных пределах. Максимальные их значения приурочены к северной части Жетыбай-Узеньской ступени, превышая 2000 м (скв. 115 Узень). К югу и юго-западу наблюдается их сокращение до 400—100 м (пл. Каменистая, Вост. - Нормал, Баканд, Пионерская, Сакудук и др.). В пределах Песчаномыско-Ракушечной и Карагиинской зон наблюдается резкое сокращение мощности и мощности нижнего отдела триаса.

Анализ вещественного состава пород, органических остатков и сейсмостратиграфического материала показывает, что низы нижнего триаса, представленные пестроцветно-красноцветной терригенной толщей фор-

мировались в лагунно-континентальных условиях при аридном климате и относительно интенсивной вулканической деятельности (Песчаномыско-Ракушечная сводовых поднятий зона).

Верхи нижнего триаса — карбонатно-терригенные и туфогенные породы формировались в морских условиях, нормальной солености при гумидном климате.

#### **Литолого-стратиграфический комплекс среднего триаса.**

Среднетриасовые отложения имеют площадное распространение за исключением северной, восточной и частично центральной частей Жетыбай-Узеньской ступени, где мощная нижнетриасовая толща непосредственно перекрывается юрскими осадками. Представлены они карбонатными солоноватоводными морскими образованиями с подчиненным содержанием терригенных и вулканогенных пород. На подстилающих образованиях нижнего триаса или палеозоя они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием и с разрывом перекрываются отложениями верхнего триаса и юры.

Возраст определяется по комплексам органических остатков, среди которых наиболее многочисленный является микрофауна остракод.

В составе среднего триаса выделяются отложения анизийского и ладинского ярусов, в качестве местных стратиграфических подразделений — свиты:

- актаская (продуктивный горизонт “В”)
- тенинская (продуктивный горизонт “Б”)
- тасбулатская (продуктивный горизонт “А”),
- объединенные в Южно-Жетыбайскую серию (Решение Каз. РМСК по триасу, 1986 г.).

Послойное изучение разреза продуктивной толщи среднего триаса показало постепенное изменение литологических типов пород от органогенно-детритовых известняков до карбонатных туфоаргиллитных разностей, что отражает регрессивное серии осадконакопления.

Вместе с тем, анализ вертикального распространения отдельных групп фауны позволил выделить определенные стратиграфические уровни, на которых происходила смена комплексов органических остатков, обусловленная изменениями биодинамики среднетриасового палеобассейна.

Соотношение лито-биостратиграфических подразделений показало в целом совпадение границ изменения литологического состава с палеонтологическими рубежами.

Наиболее полный разрез среднетриасовых отложений вскрыт в скв. 4 Южный Жетыбай, интервал 3180—3697 м.

#### **Литолого-стратиграфический комплекс верхнего триаса.**

Отложения верхнего триаса имеют площадное распространение в пределах Песчаномыско-Ракушечной, Карагиинской, Жазгурлинской, Сеген-

дыкской тектонических зон. На Жетыбай-Узеньской ступени они имеют локальное развитие и выпадают из разреза в восточной, северной и центральных частях Кокумбайской Жетыбай-Узеньской ступени, т.е. в районе отсутствия подстилающих среднетриасовых пород.

Наибольшая полнота и мощность верхнетриасового разреза наблюдается в зоне сочленения южного борта Южно-Мангистауского прогиба с Жазгурлинской депрессией (пл. Баканд, Пионерская, Саукудук). Отложения верхнего триаса сложены континентальными и прибрежно-морскими вулканогенно-терригенными преимущественно сероцветными породами с маломощными прослоями известняков (Сегендыкская зона). Граница с подстилающими отложениями среднего триаса проводится в основании пачки базальных крупнозернистых песчаников, туфопесчаников, регионально нефтеносных. Верхняя с юрскими отложениями, залегающими трансгрессивно, проводится по базальным песчаникам с отрицательной амплитудой ПС.

В составе верхнего триаса выделяются региональные подразделения: карнийский и норийский ярусы и местные — свиты: северо-ракушечная и бакандская.

Разрез верхнего триаса начинается с трансгрессивной грубообломочной терригенной пачки, залегающей в основании разреза и представленной песчаниками, туфопесчаниками серыми, зеленовато-серыми с прослоями гравелитов и конгломератов толщиной 20—40 м.

С этими отложениями связаны залежи нефти на ряде площадей (Сев. Карагие, Алатюбе, Ашиагар и др.). Выше разрез верхнего триаса (Северо-Ракушечная свита) сложен переслаиванием серых, темно-серых песчаников, туфопесчаников, алевролитов, туфоалевролитов, черных аргиллитов, туфоаргиллитов, туфов. Толщина этих отложений колеблется от 60 (скв. 2 Жиланды) и 100 м (скв. 1 Зап. Жантанат) до 237 (скв. 1 Сев. Карагие) и 300 м (скв. 10 Саукудук). Возраст определяется по данным палинологии как верхнетриасовый, условно сопоставляемый с карнийским ярусом. Верхняя толща (бакандская свита) представлена неравномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Аргиллиты алевролитистые, карбонатные черные. Песчаники и алевролиты мелко и среднезернистые полимиктовые с карбонатным и глинистым цементом. Толщина отложений изменяется в широких пределах (от 0 до 400 м) и контролируется интенсивностью предъюрского размыва.

В наиболее полных разрезах (Баканд, Пионерская, Саукудук), приуроченных к большой Мангышлакской флекуре, мощность описываемых верхнетриасовых отложений, в целом, достигает 935 м. В северном и восточном направлениях Жетыбай-Узеньской ступени мощность верхнего триаса сокращается до 68 м (Тенге) 70—356 м (Юж. Жетыбай) вплоть до полного выклинивания (Узень, Жетыбай, Западный Жетыбай, Асар и др.).

Толщина верхнетриасовых отложений контролируется глубиной предъюрского размыва и меняется от 0 (пл. Узень, Жетыбай, Асар и др.) до 935 м (пл. Баканд).

Таким образом, рассмотренные выше литолого-стратиграфические комплексы триаса включают породы различного состава и генезиса, что свидетельствует о формировании триасовых отложений в различных зонах триасового палеобассейна: от континентальных, лагунных (красноцветно-пестроцветная формация нижнего триаса, инд-оленок), прибрежно-морских (карбонатно-глинистая формация, верхнего оленека), до солоноватоводных (вулканогенно-карбонатная формация среднего триаса) и преимущественно континентальных (вулканогенно-терригенная формация верхнего триаса).

### Литература

1. Алиев Ш. М., Алексеева Л. В., Виноградова К. В. и др. Региональная стратиграфическая схема триасовых отложений Южного Мангышлака. Бюллетень МОИП отдел.геол., 1986. Т. 61. Вып. 6. С. 35—45.
2. Абдулин А. А., Липатова В. В и др. Триас Южного Мангышлака М: Недра. 1981.
3. Попков В. И., Япаскерт О. В., Демидов А. А. и др. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака. Изв. АН.ССР, сер. геол. 1989. № 10. С. 125—127.

# ПРОБЛЕМА СИНТЕЗА АЛМАЗОВ ПРИ НОРМАЛЬНЫХ P–T-УСЛОВИЯХ

Е. М. Тропников

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

---

Физико-химические свойства алмазов определяют его востребованность в нашей жизни. С учетом того, что запасы алмазов в природе ограничены, становится понятной актуальность получения синтетических алмазов. Впервые синтетические алмазы были получены при условиях высокого давления и температуры, и долгое время считалось невозможным получение таких алмазов в метастабильных условиях. Синтетические алмазы в метастабильных условиях впервые были получены Б. В. Дерягиным и Д. В. Федосеевым [1, 2]. Усы росли на алмазной подложке в условиях пониженных давлений и повышенных температур. В большинстве случаев температура варьировалась от 500 °С до 3000 °С. Величина алмазных усов достигала 400 мкм, средняя скорость роста составляла примерно 10 мкм/час, в отдельных случаях 50—250 мкм/час [1]. Понятно, что для производства алмазов при высоких температурах и больших давлениях необходимы энергоемкие технологии, поэтому ученые продолжили свои работы с целью разработки новых более современных технологий синтеза алмазов. Известны, например, работы В. Д. Заложного и А. Н. Лузина, которые получили нитевидные кристаллы алмазов при нормальной температуре и пониженном давлении. Кристаллы росли под воздействием электронного пучка в электронном микроскопе, длина кристаллов достигала 300 мкм, скорость роста 5000 Å/час [3]. В 2004 году группе ученых из института Карнеги (США) удалось синтезировать крупные ювелирные алмазы методом химического осаждения из газовой фазы при давлении в 160 торр и температуре — 1200—1220 °С. Скорость кристаллизации в данном случае составляла 50—150 мкм/час [4].

В 1984 г. в Институте геологии Коми филиала АН СССР Б. А. Остащенко и В. Н. Каликовым зафиксировано явление роста кристаллов алмаза на алмазной подложке из углерода ионизированного воздуха в условиях создания поля напряжения на подложке при обычных термодинамических условиях [5]. Автоэпитаксиальные образования алмаза были получены на гранях алмазной пирамиды, которая используется для определения твердости минералов методом вдавливания. Форма и размер таких образований были различны: конические наросты, пленки в виде лепешкообразных форм (до 5—7 мкм), единичные мелкие монокристаллы (размер обычно 0.3—0.5 мкм). На отдельных участках размер кристаллов кубической или близкой к кубической формы достигает 2—3 мкм. Отдельные кристаллы



достигают 15 мкм в диаметре и приобретают форму близкую к кубооктаэдрической [5].

Получение столь интересных научных результатов послужило основанием для формирования темы “Рост алмазов из газовой фазы”, в рамках которой проводятся исследования по изучению механизма и условий роста алмазных кристаллов на гранях алмазной пирамидки. Сделан расчет поля распределения кристаллов, искусственно создаваемого в алмазной подложке при вдавлении.

### Литература

1. О нитевидных кристаллах алмазов / Б. В. Дерягин, Д. В. Федосеев, В. М. Лукьянович и др. ДАН СССР, 1968. Т. 181. № 5. С. 1094—1096.
2. О нитевидных кристаллах алмазов / Б. В. Дерягин, Л. Л. Буйлов, В. М. Зубков и др. Кристаллография, 1969. Т. 14. Вып. 3. С. 535—536.
3. Шмелев В. Алмазные усы растут в электронном микроскопе. Химия и жизнь, 1976. № 5. С. 15.
4. Chih-shiue Yan, Ho-kwang Mao, Wei Li, Jiang Oian, Yusheng Zhao, Russel J. Hemley Ultrahard diamond single crystals from chemical vapor deposition. *Physica Status Solidi*.(a)201, № 4. R25-R27.
5. Остащенко Б. А., Каликов В. Н. Низкопараметрический синтез алмазов. АН СССР, Коми филиал, Сыктывкар, 1984.

# ТИПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРХАНТ (ТАДЖИКИСТАН)

Ф. А. Файзиев

ИГ АН Республики Таджикистан, Душанбе \_\_\_\_\_

На месторождении Мирхант выделяется два основных типа минерализации гипогенных руд: касситеритовый с селеносодержащим Ag-тетраэдридом, самородным серебром, селенидами свинца, висмута и серебра в гематитизированных известняках и касситерит-оловосульфидный с сульфидами и сульфосолями олова, висмута, серебра, меди, свинца, сурьмы и ртути в доломитах. Менее распространен тип окисленных руд касситерит-варламитовый с самородными серебром, медью, висмутом, сурьмой и карбонатами меди, свинца и цинка гипергенного этапа минералообразования.

Характерными особенностями выделенных гипогенных типов минерализации являются: метасоматический способ образования, незначительное содержание кварца, низкое содержание меди и полиминеральность ее проявления, преимущественно касситеритовая форма проявления олова и самородного состояния серебра.

Первый тип локализуется в пределах зон интенсивного дробления белых мраморизованных известняков, пересекаемых разломами близширотного и близмеридионального направлений. Основная масса руды представлена гематитом, пропитывающим с различной степенью интенсивности раздробленный мраморизованный известняк. На его долю приходится от 30 до 75 % объема руды. Остальная часть минерализации представлена перекристаллизованным известняком (10—15 %), кварцем (2—3 %) и рудными минералами, содержание которых составляет не более 5—7 %.

Характерной особенностью руд являются: незначительное развитие сульфидов, в основном представленных высокожелезистой кадмийсодержащей разностью сфалерита, наличие селеносодержащих рудных минералов-клаусталита, науманнита, богдановичита, присутствие серебра преимущественно в самородной форме и в виде селеносодержащего Ag-тетраэдрида, а олова — в форме касситерита.

Для руд характерна гнездообразная, прожилковая и брекчиевая текстура и тонкозернистая структура. Размер зерен вкрапленников рудных минералов измеряется тысячными до десятых долями мм, редко достигая 1—1.5 мм. Зерна касситерита неправильной, часто несколько вытянутой формы, размером не более 0.1 мм. Он неравномерно распределен в виде гнездообразных скоплений, достигающих 1.5 мм в белых мраморизованных известняках, пропитанных гематитом. В участках дробления белых мраморов, наряду с раздробленными зернами гематита и касситерита, отмеча-

ются дробленные зерна арсенопирита, пирита, марказита и железистого сфалерита, залеченные и пронизанные тонкими просечками селенсодержащего Ag-тетраэдрита, самородного серебра и тончайшими выделениями селенидов свинца, висмута и серебра.

Содержание олова и серебра в рудах колеблется в широких пределах, соответственно от десятых до целых процентов и от тысячных до десятых долей процента.

Второй тип образует компактные линзовидные тела разнообразных размеров в мраморизованных доломитах и милонитах. В составе руд значительное место занимают минералы рудного комплекса: пирит, марказит, арсенопирит, галенит и сфалерит. Их содержания часто превышают содержания минералов породообразующего комплекса-доломита вместе с графитом и кварцем. Преобладающими минералами в рудах является арсенопирит, с которым тесно ассоциируют мельчайшие зерна касситерита, и пирит, частично замещенный марказитом. Пирит выполняет трещины и интерстиции зерен арсенопирита. Для отдельных зерен железистого сфалерита характерны структуры распада со станнином. При этом станнин образует в сфалерите выделения различной формы, размером в тысячные-сотые доли мм. Ориентировка включений подчинена кристаллографическим направлениям в сфалерите — скрытым зонам роста, двойникованию, трещинам спайности. Галенит, бурнонит и тетраэдрит образуют прожилко- и линзообразные выделения, секущие арсенопирит, пирит и железистый сфалерит. Руды характеризуются большим разнообразием серебряных минералов — пираргирит, андорит, миаргирит, полибазит, фрейслебенит, рамдорит, прустит, представленных, как в виде самостоятельных зерен, измеряемых сотыми долями мм, так и тончайшими выделениями в тетраэдрите, галените, сфалерите, арсенопирите и станнине.

Особенностью руд является повышенные содержания мышьяка до 2 и более процентов и низкое содержание меди и их полиминеральности проявления, наличие в рудах следов ртути, представленных киноварью и титманнитом, кобальта и никеля, присутствующих в соединениях с мышьяком (никелин и скуттерудит), свидетельствующих о глубинном источнике рудоносных растворов.

Так же, как и в первом типе руд, размер зерен отдельных минералов в касситерит-оловосульфидном типе не превышает 0.1 мм. Густота пропитки доломитового материала в рудах не везде одинаковая. Наряду с массивными тонкозернистыми рудами, встречаются и руды с тонковкрапленным и пятнистым строением. Руды являются комплексными, с содержанием олова — 0.4 %, серебра до 500 г/т, цинка и свинца свыше 2 %, сурьмы и кадмия — десятые доли процента и висмута — сотые доли процента.

Третий тип имеет неравномерное развитие. Обусловлено это различием интенсивности процессов окисления в рудах массивного и брекчиево-

го сложения. В связи с предпочтительностью развития зоны окисления по рудам брекчиевого сложения, основная масса касситерит-варламитовых руд сложена карбонатами, обломками породообразующего комплекса, пропитанных гидроксидами железа (гетит, гидрогетит, гидрогематит). Рудные минералы промышленно-ценных компонентов составляют в среднем не более 5 %.

Особенностью руд является незначительное содержание серы и мышьяка, присутствие основных промышленно-ценных компонентов в форме оксидов (касситерит), гидрооксидов (варламовит), самородных минералов (серебро, медь, висмут, сурьма) и карбонатов свинца (церрусит), меди (малахит, азурит). Для руд характерны землистые, порошковые, коррозионные, ячеистые, вкрапленные текстуры и тонкодисперсная структура.

Гидрооксиды железа образуют прожилки, почковидные натечные корочки бурого цвета, а также представлены тонкодисперсными, охристыми, пленочными выделениями желтого цвета, нередко целиком пропитывающими вмещающие породы. Гидрогематит существенно развивается по участкам руд пирит-арсенопиритового сложения, на месте которых остаются сплошные мелкозернистые массы и концентрически-скорлуповатые корки красных окислов железа. В массе гидрооксидов железа в виде тончайших просечек, единичных зерен, тонкозернистых агрегатов представлены минералы рудного комплекса. Содержание олова и серебра колеблется в широких пределах, соответственно от десятых до целого процента и от десятков до сотен г/т. В рудах в значительно меньших количествах, по сравнению с гипогенными рудами, по которым они развиваются, присутствуют свинец и цинк, измеряемые десятками долями процента.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЛЕКВОЖСКОГО КОМПЛЕКСА БЕЛЬСКО-ЕЛЕЦКОЙ СФЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ф. Н. Теофилактов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ffnural@mail.ru*

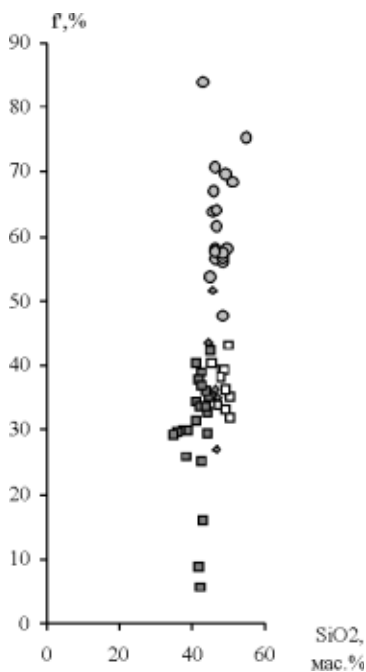
К магматическим гиабиссальным комплексам Полярного Урала каледоно-герцинского тектоно-магматического этапа, сформированным в пределах палеоконтинентального сектора Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (СФЗ) относятся леквожский габбро-диабазовый ( $O_{1-2}$ ) и пайпудынский риолитовый ( $E_3-O_{1pp}$ ). Леквожский комплекс представлен расслоенными интрузиями, сложенные перидотитами, пироксенитами, габбро, а также афировыми и порфиоровыми диабазами. Магматиты в виде небольших тел прорывают терригенно-вулканогенные породы нижней части манитанырдской серии ( $E_3-O_1$ ). Областью максимального распространения комплекса является зона скопления поперечных поднятий и опусканий, в частности, юго-восточная часть хр. Манита-Нырды. Ранее ультрамафиты в расслоенных интрузиях выделялись в виде отдельного енганэпейского комплекса ( $R_3e$ ), но исследования проведенные автором ранее доказали, что данные породы являются комагматами с территориально ассоциирующими базитами [1].

Диабазы леквожского формируют согласные и субсогласные sillы, реже дайки и лакколиты. Так для наиболее крупного тела отмечены в плане размеры 5 на 2 км. Межпластовые залежи характеризуются мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, чаще от 10 до 50 м. Простираение межпластовых тел и залежей совпадает с простираением вмещающих пород (С-В — < 10-500) манитанырдской серии. В более же древних образованиях — форма тел неправильная и не вписывается в структуру доуралид. Диабазы в рельефе фиксируются в виде останцовых возвышенностей и гривок, или в виде крупноглыбовых элювиальных развалов. Для тел характерен горячий контакт с вмещающими породами. В приконтактных частях — ксенолиты вмещающих пород [2]. Диабазы сложены (об. %) измененным плагиоклазом (55), амфиболлизированным хлоритизированным темноцветным минералом (40) с реликтами исходного клинопироксена (10), кварцем и микропегматитовым агрегатом (4-5), лейкоксенизированным рудным минералом (1-2), апатитом. Более метаморфизованные разности сложены агрегатом вторичных минералов.

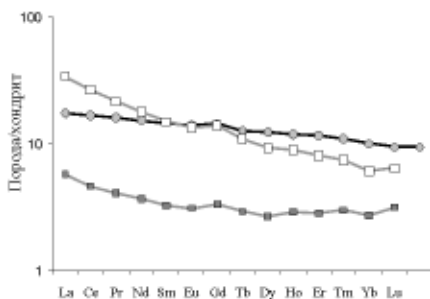
Базиты леквожского комплекса относятся к низко- и умереннощелочной серии нормального ряда (табл.). По отношению  $K_2O/Na_2O = 0.05-0.7$  породы соответствуют натриевой и калиево-натриевой серии, а по коэф-

**Содержание оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов  
(ppm) в породах леквожского комплекса  
(данные Ф. Н. Феофилактова, И. И. Голубевой, М. А. Шишкина)**

	перидотиты	пироксениты	габбро	долериты
№обр	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	38.32	43.913	50.015	46.52
TiO <sub>2</sub>	0.174	0.22	1.882	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.058	7.628	19.357	14.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.328	2.838	2.778	3.8
FeO	6.3	6.86	5.370	3.24
MnO	0.166	0.153	0.125	0.19
MgO	33.745	23.657	3.347	4.49
CaO	1.339	8.292	8	9.09
Na <sub>2</sub> O	0.14	0.18	4.96	4.14
K <sub>2</sub> O	0.079	0.056	0.51	3.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н/обн	н/обн	0.93	0.12
<b>п.п.п.</b>	10.35	5.82	2.73	9.4
<b>Сумма</b>	99.999	99.996	99.998	99.99
Rb	5.67	не обн.	не обн.	7.22
Cs	1.73	1.88	не обн.	0.95
Sr	190	120	2080	231.77
Ba	36	58	425	41.09
Sc	14.8	33.7	20.1	40.56
Cr	2271.5	1821.7	33.5	435.36
Co	111.1	85.3	13.3	47.00
Ni	1060	610	не обн.	119.02
Zn	90	60	80	72.29
Se	1.58	1.34	1.09	не обн.
As	0.97	0.92	2.57	0.14
Sb	0.4	0.35	1.32	не обн.
Th	0.25	0.76	1.3	0.25
U	0.75	0.56	0.69	1.42
Br	0.36	0.11	0.75	не обн.
Hf	0.49	0.26	3.35	1.83
Ta	0.37	не обн.	2.27	0.44
Zr	50	30	52	59.51
La	1.87	1.41	16	4.30
Ce	3.7	3.31	34.9	10.81
Pr*	0.45	0.44	4.48	1.55
Nd	1.86	2.09	19.9	7.24
Sm	0.49	0.62	5.57	2.12
Eu	0.12	0.12	2.55	0.84
Gd*	0.75	0.7	6.8	2.56
Tb	0.14	0.1	0.99	0.46
Dy*	0.9	0.5	5.52	3.05
Ho*	0.23	0.11	1.21	0.67
Er*	0.73	0.25	3.22	1.83
Tm*	0.13	0.034	0.46	0.26
Yb	0.79	0.17	2.31	1.55



**Рис. 1.** Диаграмма соотношения железистости к кремнеземности пород ( $f^* = \text{Fe}_{\text{общ}} / (\text{Fe}_{\text{общ}} + \text{MgO})$ ). Обозначения пород: перидотиты — серый квадрат, долериты — серый круг, габбро — незакрашенный квадрат, пироксены — серый ромб



**Рис. 2.** Отношение к хондриту пород Леквожского комплекса. Линия габбро — с белыми квадратами, с кружками — долериты, с серыми квадратами — перидотиты

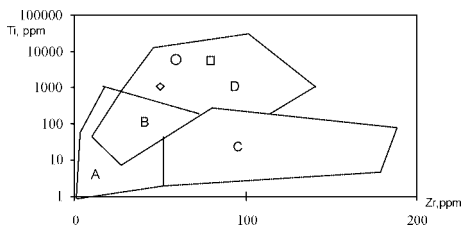
фициенту глиноземистости относится к низкоглиноземистым:  $al^* < 1$ . На диаграмме отношения железистости к кремнезему породы образуют единый тренд близкий к толеитовому (рис. 1).

Спектры распределения редкоземельных элементов диабазов леквожского комплекса характеризуется незначительной обогащенностью легкими и положительной европиевой аномалией, что отражает невысокий уровень фракционированности исходного расплава. Идентичный спектр РЗЭ наблюдается у габбро из расслоенных интрузий, но отличается повышенным содержанием данных элементов (рис. 2). На дискриминационной диаграмме Ti-Zr (по Дж. Пирсу и Дж. Канну) диабазы леквожского комплекса попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 3).

На основании анализа распределения РЗЭ можно сделать вывод о том, что все породы действительно представляют единый комплекс и образованы образовались на коре континентального типа в внутриплитной обстановке.

Возраст образований леквожского комплекса нижеордовикский обусловлен тем, что породы прорывают отложения манитаньрдской серии, или образуют послойные тела среди последних, тяготея к нижней части серии [2]. Данные геологические предпосылки находят подтверждение и в результатах изотопного датирования диабазов комплекса Sm/Nd методом ( $476 \pm 61$  млн лет) [3].

Таким образом, на основе обобщения данных о геологи-



**Рис. 3.** Дискриминационная диаграмма Ti- Zr для базитов (по Дж.Пирсу).

Поля на диаграмме: А — островодужные толеиты; С — известково-щелочные базальты; D — базальты срединно-океанических хребтов; В — островодужные толеиты, известково-щелочные базальты и базальты срединно-океанических хребтов. Обозначения для точек пород: перидотиты — ромб, долериты — круг, габбро — квадрат

материалы международной научной конференции (Х чтения А. Н. Заварицкого). Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2004.

2. Дембовский Б. Я., Бабушкин В. А., Герасимова Н. Н. и др. Отчет Комплексной Геологической Экспедиции ПГО «Полярноуралгеология» по объекту «Производство геологического доизучения и групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 Каро-Елецкой площади». Кн. 2. Воркута, 1983. 21—30 с.

3. Шишкин М. А., Малых О. Н., Афансьева Т. А. и др. Отчет Пачвожской ГРП ОАО «Полярноуралгеология» по объекту ГДП-200 листов Q-41-XI, XII (Воркутинская площадь). Кн. 2. Воркута, 2001.

ческой позиции и особенностях химического состава в геодинамическом аспекте, подтвердилось предположение основанное на структурном положении комплекса в рифтогенных образованиях, что породы леквожского комплекса образовались в внутриплитной обстановке на коре континентального типа.

### Литература

1. Феофилактов Ф. Н. Маниташорский перидотит-габбровый массив на Полярном Урале. Ма-



# НОВЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ТРЕТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ МАЙНАЧСКОГО РАЗРЕЗА (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

А. И. Хисамутдинова, Д. М. Ольшанецкий  
ГИН РАН, Москва  
[xis\\_xis@mail.ru](mailto:xis_xis@mail.ru)

Литологическое изучение разрезов палеоген-неогеновых толщ Западной Камчатки с практической точки зрения обусловлено перспективами обнаружения скоплений углеводородов в них. В 60-70-х годах XX века на наиболее перспективных площадях были пробурены картировочные и параметрические скважины, проводились тематические работы Камчатской партией МГУ [4, 6] по теме “Геохимическое обоснование перспектив нефтегазоносности Западной Камчатки”, опубликованы работы лаборатории стратиграфии фанерозоя ГИН, где дана краткая литологическая и детальная палеонтологическая характеристика третичных отложений [1, 2].

В 2005—2006 годах отрядом ГИН РАН проводилось детальное литологическое описание и отбор проб на вещественный, микропалеонтологический и палинологический анализы из разрезов третичных толщ (Тигильский район). Работы проводились с целью изучения условий осадконакопления, источников сноса и палеоклимата как индикаторов тектонических режимов на Камчатке в третичное время. Особое внимание уделялось выявлению нефтематеринских пород и возможных коллекторов углеводородов.

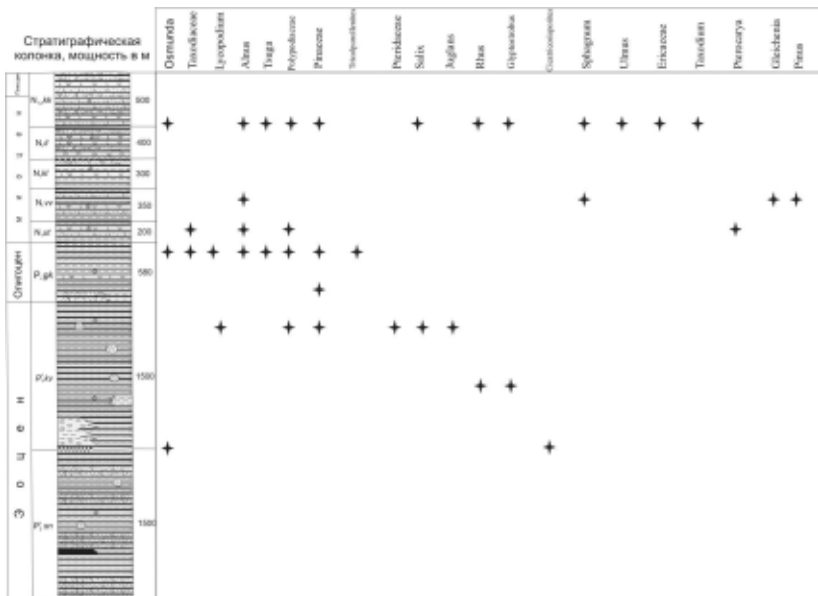
В разрезе третичных пород северной части Западной Камчатки доминируют терригенные разности. В низах разреза (эоцен-олигоцен) переслаиваются песчаники (редко конгломераты), алевролиты, аргиллиты, образуя порой ритмичное чередование, в основании толщи описаны угленосные прослои. В миоценовых породах увеличивается доля вулканического материала, встречаются отдельные тонкие прослои туфов. Верхнемиоцен-нижнеплиоценовая часть разреза характеризуется туфогенными глубоководными и опоковидными породами, а выше толща сложена в основном прибрежно-морскими, а затем и континентальными образованиями.

В результате микропалеонтологического анализа, который проводился для пород эоцена-олигоцена, был выделен типичный комплекс бентосных фораминифер. Наиболее представительные пробы были отобраны из низов ковачинской свиты Майначского разреза. Комплекс представлен раковинами *Guttulina irregularis* (Orb.), *Anomalina praeacuta* Vasilenko, *Nonionella ovata* Brotzen, *Uvigerina atwili* Nuttal, *Gavelinella umbilicata*

(Brotzen), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Nujttalides* cf. *truempyi* (Nuttal), *Cibicides metastersi* Beck., *Cibicides pachecopensis* Smith, *Ciclamina ezoensis* Cush. Раковины средней и, реже, хорошей сохранности. Присутствие в комплексе таких видов как *Pullenia quinqueloba* и *Nujttalides* cf. *truempyi* позволяет определить возраст этой свиты не моложе позднего эоцена.

Для палинологического анализа были отобраны пробы по возрасту отвечающие интервалу от позднего эоцена до верхов миоцена (см. рисунок). Большая часть просмотренных слайдов характеризовалась скудными содержаниями зёрен, чаще всего встречались их обрывки, или зёрна обладали не свойственной им окраской (буро-коричневой), что говорит о переотложенности материала.

В выделенном споро-пыльцевом комплексе можно выделить большое количество голосеменных, это Pinaceae (семейство сосен), *Glyptostrobus* (шишконосное хвойное дерево), *Tsuga* (тсуга), *Taxodium* (ель), *Pinus* (сосна), в меньшем количестве встречались папоротниковые Polypodiaceae, Pteridaceae, *Osmunda*, *Gleichenia*, сумаховые *Rhus*, мохообразные *Sphagnum*, вересковые Ericaceae. Широко распространены ивовые *Salix*, таксодиевые (кипарис, тис и др) *Taxodiaceae*, ольха *Alnus*, ореховые *Pterocarya* (определения Г. М. Братцевой (ГИН РАН). Полученные предва-



Палинологические комплексы, выделенные из эоцен-миоценовых отложений Майначского разреза (Западная Камчатка), для построения колонки использовались материалы [5]

рительные результаты свидетельствуют о тёплом климате, господствовавшем в эоцен-миоценовое время в этих широтах Западной Камчатки.

В. А. Фёдоровой [3] отмечается, что камчатская эоценовая палинофлора (снатольские и ковачинские отложения в разрезе по реке Снатолвзем) характеризуется смешанным составом, объединяющим тропические (?), субтропические и тёплоумеренные элементы. Однако, в отличие от схожих палинофлор севера Западной Сибири, западного побережья Северной Америки и западного побережья Японского моря эоценового возраста, флора Западной Камчатки значительно беднее как в видовом отношении, так и по содержанию пыльцы растений, современный ареал которых приходится на зоны тропиков и субтропиков. Такая обеднённость, по её мнению, может быть объяснена неблагоприятными условиями захоронения микрофитофоссилий. По-видимому, этот вывод можно применить и к миоценовой палинофлоре.

*Проведение полевых работ стало возможным при финансовой поддержке СЕР International Petroleum Ltd. (Канада). Автор выражает благодарность проф. Элиоту Бурдену (Канада) за предоставленную возможность стажировки. Камеральная обработка данных финансировалась из проектов РФФИ (05-05-64066), НШ-9664.2006.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 8, по государственному контракту № 02.442.11.7309 Федерального агентства по науке и инновациям.*

### Литература

1. Гладенков Ю. Б., Шанцер А. Е., Челебаева А. И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, геологические события). М.: ГЕОС, 1997 (Труды ГИН РАН. Вып. 488).
2. Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н., Шанцер А. Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991 (Труды ГИН РАН. Вып., 467)
3. Кайнозой Дальнего Востока СССР (сборник трудов), Л.: ВНИГРИ, 1981 г.
4. Пиковский Ю. И., Федин А. Д., Теплицкая Т. А. и др. Отчёт по теме «Геохимическое обоснование перспектив нефтегазоносности Западной Камчатки» за 1965—1967 гг. М.: 1968.
5. Сингаевский Г. П., Бабушкин Д. А., Кучуганов В. А., Боровцов А. К. Сводный отчёт о комплексной геологической съёмке масштаба 1:200 000, проведённой Утхолокской партией в бассейнах рек Утхолок, Снатолвзем и Напаны в 1962—1963 гг. Петропавловск-Камчатский: 1964.
6. Свистунов Е. П., Карнюшина Е. Е., Шлыкова Т. М. Отчёт по теме «Литолого-геохимическая характеристика мезозойских и кайнозойских отложений Западной Камчатки (Ичинский, Тигильский, Пусторецкий районы). М.: 1977.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРАБЕНА ОСЛО

М. Н. Хорошкева

СПбГУ, Санкт-Петербург

*obchaga\_blin@mail.ru*

---

В последние годы геохимические данные активно используются для выявления генезиса осадочных пород. Особых успехов в этом достигли Я. Э. Юдович, А. В. Маслов, но разработанные закономерности устанавливались при работе с метаморфизованными породами западного склона Урала.

В моем распоряжении были образцы пород слабо затронутых метаморфизмом, а разрез пород представляет собой переход от континентальных к морским осадкам, то есть от красноцветных песчаников к карбонатным породам. Таким образом, целью данной работы является на примере данного разреза выявить геохимические индикаторы генезиса морских и континентальных отложений.

Возраст отложений раннесилурийский. Объект исследования находится в южной части Фенноскандии, в 30 км к северу от города Осло в пределах грабена Осло.

По характеру пород Фенноскандия делится на две резко отличающиеся друг от друга части: восточную, где коренные породы сложены почти исключительно формациями древнего фундамента, и западную, менее обширную, где играют основную роль более молодые формации, в особенности кембро-силурийские.

Своеобразным участком Фенноскандии является район Осло — участок земной коры, опустившийся в эпоху коледонской складчатости. Горные породы района Осло отличаются от общего комплекса пород южной Норвегии. Породы этого района представлены преимущественно отложениями кембро-силурийского возраста, так же широко представлен комплекс щелочных и субщелочных магматических пород пермского возраста.

Песчаники — плотные буро-красного цвета. Текстуры песчаников практически однообразны: неоднороднослоистые, тонкослоистые, реже массивные. Структура алевритовая, зерна неокатанные и плохо окатанные.

Карбонатные породы — от кирпичного до темно-серого цвета, имеют массивную текстуру, редко скрытослоистую, наблюдаются крупные кристаллы вторичного кальцита. Структура карбонатных пород пелитоморфная микрообломочная.

Наблюдается некоторая закономерность в распределении зерен различной размерности по простиранию: в образцах континентальных отложений

преобладает мелко- и тонкозернистая фракция размерностью 0.1—0.25 и больше 0.25 мм, в то время как в образцах морских отложений резко выделяется микрозернистая фракция меньше 0.05 и 0.05—0.1 мм, более 90 %.

Обломочная часть песчаников и карбонатных пород представлена кварцем (25—50 об. %), полевыми шпатами, обломки которых часто сильно пилитизированы, мусковитом, а также обломками пород (10—40 об. %), преимущественно кварцитов. Так же присутствует глинистая составляющая в виде линзочек и прослоев.

Основываясь на составе обломочной части при помощи классификационной диаграммы осадочных пород Н. В. Логвиненко установлено, что изучаемые образцы относятся к породам смешанного типа оркозо-грауваккам, а также полимиктовым аркозовым песчаникам.

По составу цемент песчаников типа заполнения пор преимущественно карбонатно-глинистый, реже карбонатно-гидрослюдистый. Иногда наблюдается вторичная карбонатизация песчаников, о чем свидетельствует замещение карбонатными минералами трещин в зернах.

Карбонатные породы имеют смешанный состав и представлены доломитовыми известняками, известковыми и известковистыми доломитами. Состав карбонатных пород был уточнен при помощи диаграммы предложенной Фроловым, основанной на отношении  $\text{CaO/MgO}$ , полученного полуколичественным спектральным анализом (глинистая составляющая не учитывается). Так же в составе карбонатных пород присутствуют зерна гидрослюды (гидромусковита), выделяется незначительное количество глинистых минералов. Количество терригенной примеси от 10 до 40 об. %.

Рассчитав различные литохимические модули, предложенные Я. Э. Юдовичем, были получены данные о том, что изученные породы соответствуют мезомиктовым и полимиктовым нормально-щелочным кварцевым песчаникам и алевролитам.

Имеющиеся у нас образцы пород можно отнести к незрелым песчаникам, т.к. для незрелых песчаников характерны низкие ( $< 1.3$ ) значения величины  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  и, наоборот, высокие ( $> 0$ ) значения  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ .

Наблюдается закономерное изменение от континентальных обстановок к морским концентрации некоторых элементов. Уменьшение концентраций Zr, Sc, Ti, Cr, и напротив увеличение концентраций таких элементов как Ni и Mn. Таким образом данные элементы могут быть индикаторами континентальных и морских условий осадконакопления.

### Литература

1. Холтедаль У. Геология Норвегии. Москва: Недра, 1985.
2. Юдович Я. Э., Маслов А. В. Геохимия осадочных пород. Екатеринбург, 2000.
3. Фролов С. Е. Литология. Москва: Наука, 1993.

# НОВОЕ В СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ УСЫ

А. В. Цыганкова<sup>1</sup>, Е. А. Гусев<sup>2</sup>, П. В. Рекант<sup>2</sup>, Д. В. Зархидзе<sup>3</sup>  
<sup>1</sup>МГУ, Москва; <sup>2</sup>ВНИИОкеангеология, <sup>3</sup>Поляргео, Санкт-Петербург

В 2003 г. ОАО “Поляргео” совместно с ВНИИОкеангеология было проведено изучение разрезов четвертичных отложений в среднем течении реки Усы. В береговых обрывах вскрываются отложения среднего и позднего плейстоцена и голоцена. Последними сведениями о стратиграфии четвертичных отложений в этом районе являются датировки органических остатков и артефактов в местечке Мамонтова Курья [4]. Нами наиболее подробно был исследован разрез позднечетвертичных отложений у бывшего совхоза “Горняк” близ поселка Сивомаскинский. По разрезу получены результаты палеомагнитного, спорово-пыльцевого и микрофаунистического анализов, а также определения абсолютного возраста методом оптико-стимулированной люминесценции (OSL).

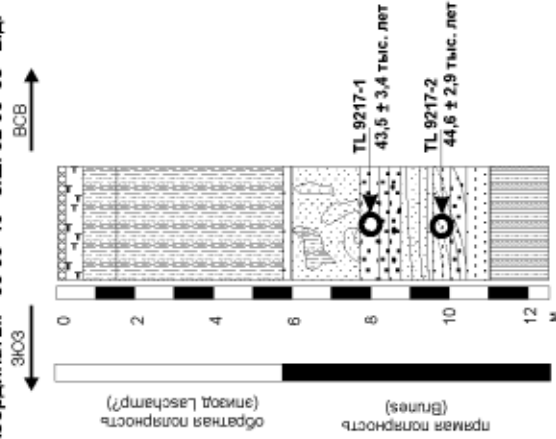
Разрез у поселка Сивомаскинский (т. н. 9217, рисунок) состоит из трех пачек: ленточно-слоистых глинистых алевритов, несогласно налегающих на косослоистые пески, которые в свою очередь налегают на цокольные суглинки, обнажающиеся на урезе реки Усы. Р. Б. Крапивнером [2] толща ленточно-слоистых алевритов отнесена к чулейской свите, которая сопоставляется с казанцевскими отложениями низовьев Енисея [3]. В свое время разрез был изучен И. Д. Даниловым [1] с изучением структурных особенностей, литологии отложений, спор и пыльцы, а также диатомовых. Время отложения песков средней части разреза отнесены И. Д. Даниловым к эпохе окончания валдайского оледенения. Таким образом, разными исследователями отложения отнесены к различным трансгрессиям.

Результаты палеомагнитного анализа, проведенного в лаборатории ВНИГРИ, свидетельствуют об обратной полярности алевритов и прямой (нормальной) — для нижележащих песков и суглинков. Абсолютный возраст песков, залегающих в средней части разреза, составил  $43.5 \pm 3.4$  тыс. лет и  $44.6 \pm 2.9$  тыс. лет назад (таблица). Микрофаунистический анализ показал полное отсутствие в разрезе фораминифер. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о более холодной палеообстановке времени накопления пачки песков.

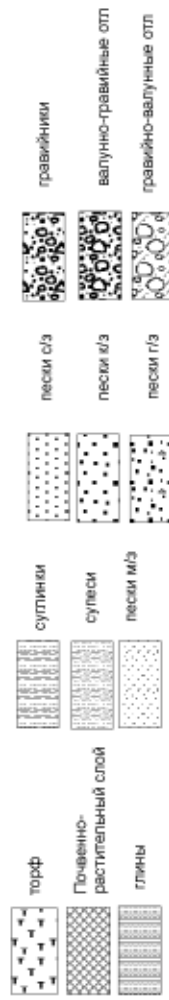
Интерпретация всех полученных данных с использованием данных предшественников неоднозначна. В позднеплейстоценовое время неизвестно продолжительных периодов обратной полярности, отмечаются лишь эпизоды продолжительностью 1-2 тыс. лет. Таким образом, можно предположить, что верхняя часть разреза с обратной полярностью соот-

Точка наблюдений № 9217. 4.08.2003

Координаты: 66° 36' 19" с.ш. 62° 35' 58" в.д.



### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



## Результаты определения абсолютного возраста методом OSL

№	Лаб. №	Полевой №	U (ppm)	Th (ppm)	K <sub>2</sub> O (%)	D <sub>rad</sub> (Gy/a)	D (Gy/a)	Pe (Gy)	Возраст OSL
1	TLN1605-114	9217-1	0.37	1.96	1.11	1331.8	1983.1	86.4	43.500±3,400
2	TLN1606-124	9217-2	0.22	2.91	0.98	1160.0	1802.2	80.4	44.600±2,900

ветствует зоне Матуяма, т.е. имеет эоплейстоценовый возраст, а нижняя, имеющая прямую полярность — зоне Гаусс, и имеет плиоценовый возраст. Это подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа, который свидетельствует о возможном колвинском возрасте средней части разреза (определения Л. Г. Деревянку). Здесь доминирующая роль принадлежит голосеменным растениям сем. Pinaceae — 29—34 % (*Picea tobolica* Pan., *Picea* sp., *P. abies*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, *P. sp.*, *Cedrus* sp.), сем. Taxodiaceae — 0—1 %. Из покрытосеменных определены *Betula ex. sect. Albae* — 6—12 %, *Corylus* — 3—6 %, *Alnus* — 0—4 %, *Salix* — 0—1 %, *Quercus* — 1—2 %, *Mutica* sp. — 1 %, *Carya* — 0—1 %, *Fagus* — 0—1 %. Травы представлены разнотравьем — 6—7 %, Caryophyllaceae — 1—2 %, Chenopodiaceae — 2—3 %, *Artemisia* — 0—3 %, Cyperaceae — 5 %, Liliaceae — 0—1 %. Среди споровых немного *Sphagnum* — 3 %, Polypodiaceae — 3 %, *Lycopodium* — 2 %.

Вместе с тем, продолжительность накопления толщи ленточно-слоистых глинистых алевритов по количеству пар лент составляет 1607 и 1508 лет для разных частей разреза [1]. Если положиться на результаты абсолютно датирования, то такой эпизод следует искать в каргинское время. Можно предположить, что ленточно-слоистые глинистые алевриты накопились во время эпизода обратной полярности внутри ортозоны Брюнес, например, эпизода Laschamp. Мы склонны считать, что ленточно-слоистые алевриты накопились в эстуарных условиях каргинского времени. Вероятнее всего, споры и пыльца хвойных лесов с участием мелколиственных и листопадных широколиственных пород, переотложены. Эстуарные, лагунные или озерные условия определяются пресноводными и солоновато-водными диатомеями [1].

*Авторы благодарят Л. Г. Деревянку и Н. Ю. Аникину (Горнодобывающая компания “Миреко”, Сыктывкар) за проведение микрофаунистических и палинологических исследований, А. Молодькова (Институт геологии Таллинского технического университета) за датирование образцов четвертичных отложений.*

### Литература

1. Данилов И. Д. Палеогеографические условия образования ленточных глин Большеземельской тундры. Геология кайнозоя севера европейской части СССР. Изд-во МГУ, М., 1966. С. 138—152.



2. *Крапивнер Р. Б.* Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы. Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976. С. 90—141.

3. *Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике. Труды НИИГА, том 201, М., Л., 1948. 468 с.

4. *Svendsen J. I., Pavlov P.* Mamontovaya Kurya: an enigmatic, nearly 40 000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic. The chronology of the aurignacian and of the transitional technocomplexes. Dating, stratigraphies, cultural implication. Proceedings of Symposium 6.1 of the XIVth Congress of the UISPP (University of Liège, Belgium, September 2—8, 2001), Lisboa, 2003, p. 109—120.

# ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

К. А. Чеботарь, Д. А. Норина, А. В. Кусов

МГУ, Москва

*kchebotar@mail.ru, nordasha@yandex.ru, kusov\_msu@mail.ru* \_\_\_\_\_

Тимано-Печорский нефтегазоносный бассейн в тектоническом плане включает Печорскую синеклизу и пограничные структуры (юго-восточный склон Тиманской гряды и предгорья Урала). Бассейн расположен между 60 и 70° северной широты и занимает площадь более 323 000 км<sup>2</sup> в континентальной части. Общий объем горных пород бассейна составляет порядка 1.8 млн км<sup>3</sup>.

Складчатый верхнедокембрийский фундамент осадочного бассейна обнажается только в пределах поднятий Урала и Тиманского кряжа. Платформенный чехол начинается с ордовикских отложений и имеет среднюю мощность 3-7 км, увеличиваясь до 10-14 км в Предуральском краевом прогибе. В платформенном чехле отчетливо проявляется вертикальная и горизонтальная смена осадочных формаций. Формационные комплексы образуют структурные этажи, разделенные региональными эрозионными поверхностями и стратиграфическими несогласиями. Выделяются пять структурных этажей: 1) ордовикско-нижнедевонский, 2) среднедевонско-триасовый, 3) среднеюрско-нижнемеловой, 4) верхнемеловой, 5) четвертичный. Три верхних этажа, характеризующиеся незначительной мощностью (до 250 м), не содержат залежей нефти и газа. [1]

Наши исследования проводились в рамках российско-норвежского сотрудничества между МГУ им. М.В. Ломоносова и университетом г. Тромсо. Одной из целей сотрудничества является изучение палеозойского разреза по зонам обрамления Баренцевоморского шельфа и выявления в разрезе нефтематеринских толщ. Почти три десятка образцов палеозойских отложений среднеордовикского — нижнепермского возраста были отобраны летом 2005 г. во время полевых работ на территории Полярного Урала (район реки Кожим) и в окрестностях города Ухты (5 образцов доманиковой формации верхнего девона).

Для достижения необходимой цели нам предстояло провести комплекс геохимических анализов для количественной характеристики ОБ, а также изучить качественный состав ОБ в наиболее обогащенных толщах разреза. На первой стадии исследований проводилось детальное макроскопическое изучение образцов и петрографические исследования в шлифах, а также первичное опробование образцов методом люминесцентной

битуминологии, с целью отбора наиболее перспективных образцов для дальнейших более детальных исследований.

Для отобранных образцов был проведен пиролитический анализ на аппарате Rock-Eval-3. Это стандартный пиролитический метод характеристики и оценки материнской породы.

Также были проведены анализы по определению общего содержания органического углерода (Сорг) в породе на экспресс-анализаторе АН-7529 [2].

Концентрации содержащихся в породе битумоидов были определены методом жидкостной экстракции в хлороформе. Для образцов с достаточно высоким процентным содержанием битумоида проводилось исследование группового состава битумоидов методом жидкостно-адсорбционной хроматографии.

На основе проведенных литологических исследований в районе Полярного Урала можно выделить три крупных формационных комплекса:

- позднеордовикский—среднедевонский.  $O_3 — D_2$  (*раннепалеозойский*),
- среднедевонский—среднекаменноугольный.  $D_3 — C_1$  (*среднепалеозойский*),
- среднекаменноугольный — пермский.  $C_2 — P_1$  (*позднепалеозойский*).

В **раннепалеозойском комплексе** (позднеордовикский — среднедевонский) отложений наиболее обогащены ОВ отложения верхнего силура (*лландоверийские*  $S_{1II_{2,3}}$ ). Содержание Сорг в них варьирует от 0.03 до 0.2 %; по данным Rock-Eval ТОС достигает 0.23 %. На основе модифицированной диаграммы Ван-Кревелена по результатам Rock-Eval, можно заключить, что ОВ данных отложений относится к промежуточному гумусо-сапропелевому типу (II-III тип).

Как показали петрографические исследования, пористость в породах этого комплекса преимущественно вторичная, заполненная карбонатным цементом.

В **среднепалеозойском комплексе** (среднедевонский — среднекаменноугольный) наиболее перспективные нефтематеринские толщи — *турнейские* и *визейские* глинистые породы. Общее содержание ОВ (Сорг) в них изменяется от 2.23 до 2.82 %. По данным анализа Rock-Eval ТОС варьирует в интервале 1.19—3.12.

Наиболее обогащенные органическим веществом отложения Тимано-Печорского бассейна — *доманиковая формация* (франский ярус, средний подъярус верхнего девона) — были изучены отдельно на образцах, отобранных в окрестностях города Ухты. Проведенные исследования позволили выделить в пределах доманиковой формации наиболее обогащенные органическим веществом нефтематеринские горизонты. Такими горизонтами являются отложения карбонатизированных кремнисто-глинистых ритмитов с реликтовой биоморфной структурой в нижнем и верхнем

доманике. Значение ТОС в них превышает 18 %. Для этих пород характерна тонкогоризонтальнослоистая текстура, определяемая чередованием микрослойков существенно кремнистого состава с реликтовыми биоморфными компонентами и преимущественно глинистых микрослойков. Еще один литотип доманиковых отложений представлен доломитизированными илово-зернистыми известняками. Для этих пород так же характерна реликтовая биоморфная структура. Содержание ОВ в них не превышает 0.4 %. Во всех изученных образцах доманиковой формации органическое вещество является сапропелевым, о чем можно судить по модифицированной диаграмме Ван-Кревелена.

В **позднепалеозойском комплексе** к наиболее перспективным нефтематеринским толщам были отнесены породы *ассельского* и *артинского* ярусов. Это преимущественно карбонатные породы с редкими алевролито-глинистыми прослоями. Содержание Сор<sub>г</sub> — 0.48 %, а по данным Rock-Eval ТОС составляет 0.32 %.

По модифицированной диаграмме Ван-Кревелена был определен тип органического вещества: в алевролито-глинистых отложениях *ассельского* яруса ОВ оказалось II типа, т.е. смешанного гумусо-сапропелевого типа. В отложениях *артинского* яруса было обнаружено органическое вещество III типа. Породы данного возраста могут быть отнесены к нефте- и газоматеринским.

Результаты проведенной работы показали, что нефтематеринскими толщами в палеозойском разрезе Полярного Урала являются отложения турнейского, визейского, *ассельского* и *артинского* ярусов. А для Тимано-Печорского бассейна в целом, наиболее обогащенными органическим веществом являются отложения доманиковой формации.

### Литература

1. *Беляева Н. В., Цыганко В. С., Меннер В. Вл. и др.* Путеводитель полевой экскурсии по разрезам верхнего девона Южного Тимана. 29 июня — 3 июля 2005 г. Международное совещание “Геология рифов”, Сыктывкар 2005.
2. *Соболева Е. В., Гусева А. Н.* Практикум по химии горючих ископаемых: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 2004. 94 с.

# СЕРОСВЯЗАННЫЕ СТРУКТУРЫ В СВОБОДНЫХ ЛИПИДАХ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКА ОЗЕРА ТУХЛОЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Т. В. Чешкова<sup>1</sup>, Д. А. Бушнеv<sup>2</sup>, Н. С. Бурдельная<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИХН СО РАН, Томск; <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*azot@ips.tsc.ru, boushnev@geo.komisc.ru, burdelnaya@geo.komisc.ru*

В настоящее время принято считать, что основная масса сероорганических соединений, содержащихся в нефтях, образуется на ранней стадии диагенеза в результате взаимодействия неорганической серы ( $H_2S$ , полисульфиды) с функциональными группами биоллипидов [1].

Данная работа посвящена изучению серосвязанных структур, входящих в состав свободных липидов осадочных отложений.

Объектом исследования послужил современный осадок минерализованного (59.2 г/л) озера Тухлое (Новосибирская область, Западная Сибирь), отобранный в летнее время по глубине иловой колонки в интервале 50—100 см. Осадок с содержанием карбонатов 10—20 % накапливался в восстановительных условиях слабого сероводородного заражения. Содержание  $H_2S$  составляет 0.80 % на осадок. Основными поставщиками ОВ в озере являются береговые стоки, фито- и зоопланктон в автохтонных микроорганизмах.

Свободные липиды получали методом холодной экстракции путем перколяции через слой воздушно-сухого осадка (при весовом соотношении осадок : экстрагент 1:3) метанол-хлороформенной. (1:1) смеси.

Свободные липиды разделяли на колонке, заполненной силикагелем АСК (массовое соотношение образец/адсорбент 1:100) на аполярную — Ф1 и полярную — Ф2 фракции с использованием в качестве элюентов гексан-бензолную (1:1) и метанол-хлороформенную (1:1) смеси, соответственно. Из аполярной фракции удаляли элементную серу (кипячением с губчатой медью), а затем выделяли фракцию насыщенных углеводов — Ф3 согласно методике [2].

Полярную фракцию подвергали восстановительному обессериванию на Ni-Ренея согласно методике [2]. Из полученных продуктов выделяли фракцию алифатических углеводов (Ф4).

Фракции Ф3 и Ф4 анализировали методами газо-жидкостной хроматографии и хромато-масс-спектрометрии, фракцию Ф2 — методом хромато-масс-спектрометрии.

Предварительными исследованиями было установлено, что сероорганические соединения свободных липидов концентрируются в полярной фракции и являются насыщенными структурами, незначительная часть которых (8.3 % отн.) содержит сульфидную группу. При анализе полярной

фракции методом хромато-масс-спектрометрии идентифицировать какие-либо индивидуальные соединения не удалось. Это может быть связано с тем, что сера в структурах органического вещества исследуемой фракции содержится в межмолекулярных связях, а часть серы находится в виде сульфидных и/или полисульфидных мостиков. Для анализа таких соединений полярную фракцию подвергли восстановительному обессериванию на Ni-Ренея.

Качественный анализ продуктов обессеривания показал что основными компонентами фракции (Ф4) являются нормальные и изопреноидные алканы. Однако их распределение отличается от распределения n-алканов во фракции Ф3. В составе серосвязанных аналогов снижается концентрация n-алканов и резко возрастает концентрация фитана (35.8 против 2.5 %).

Снижение содержания углеводов нормального строения может свидетельствовать о том, что процессы осернения, протекающие на стадии диагенеза, не играют основную роль при сохранении n-алкильных структур в составе органического вещества. Увеличение концентрации фитана подтверждает сделанный ранее вывод, что осернение изопреноидов происходит более активно по сравнению с n-алканами [3].

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-05-65018.*

#### Литература

1. Дахнова М. В., Жеглова Т. П., Пейзанская И. Л. Геохимия органических соединений, Москва, 2000.
2. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Свободные и серо-связанные биомаркеры в составе битумоида майкопской толщи Азербайджана // Нефтехимия, 2001. Т. 41, № 4. С. 266.
3. Бушнев Д. А., Бурдельная Н. С. Сероорганические соединения верхнеюрской сланценовой толщи Сысольского района // Нефтехимия, 2003. Т. 43, № 4. С. 256—265.

# ТИПЫ ПОРОД ВИЗЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ ПЕЧОРЫ

А. Н. Шадрин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
[anshadrin@geo.komisc.ru](mailto:anshadrin@geo.komisc.ru)

На протяжении всей Елецкой структурно-формационной зоны наблюдается известняковая органогенная формация. А. И. Елисеев назвал ее платановой [2]. Она характеризуется тем, что сложена в основном темно-серыми или серыми детритовыми известняками с богатой и разнообразной фауной. В результате чего эти отложения резко выделяются среди всех отложений карбона, являясь четким маркирующим горизонтом. В возрастном отношении известняковая органогенная формация охватывает в основном отложения окского возраста. В составе формации на территории Елецкой структурно-формационной зоны с запада на восток А. И. Елисеевым [1] выделяются три градации: подчеремская (детритово-известняковая), кушковатская (глинисто-кремнисто-известняковая) и большенадотская (рифовая). Но вопрос о выделении последней является проблематичным.

В бассейне Малой Печоры распространены отложения подчеремской и кушковатской градаций. Первая из них имеет более широкое распространение.

На р. Унье развит подчеремский (детритово-карбонатный) тип разреза. На р. Печоре наблюдаются обе градации. Причем кушковатская была выделена именно здесь (порог Кушковатка в 0.5 км выше устья р. Б. Шайтановка).

В бассейне Малой Печоры основная часть пород *подчеремской градации* представлена различными типами известняков и реже доломитов. Так же встречены тонкозернистые, почти чисто кварцевые песчаники. В некоторых случаях наблюдается окремнение карбонатных пород.

Известняки района в основной своей части являются органогенными. Кроме того присутствуют хемогенные и обломочные разности.

Среди **органогенных** известняков выделяются *детритовые*, которые преобладают, и *сгустковые*.

*Детритовые* подразделяются на два типа — по степени окатанности фрагментов.

*Известняки с окатанными фрагментами* органических остатков встречаются в виде полидетритовых разностей с неодинаковыми по величине обломками и разным количеством мелко- и среднезернистого кальцитового цемента. Состав детрита разнообразный: это фораминиферы, члени-

ки криноидей, обломки створок брахиопод, остракод, обрывки водорослей ортонелл и ундарелл.

*Известняки с неокатанными фрагментами* в большом количестве присутствуют во всех обнажениях. В зависимости от преобладающего размера фрагментов, выделяются известняки шламовые (микродетритовые), мелкодетритовые и несортированные.

*Сгустковые известняки.* Собственно сгустковые (комковато-сгустковые) известняки встречаются редко. Более характерны детрито-сгустковые разновидности, которые можно разделить на полидетритово-сгустковые и водорослево-сгустковые.

Полидетритово-сгустковые известняки сложены детритом разнообразного состава и сгустками пелитоморфного кальцита. Детрит, в основном, несортированный по размеру и состоит из неокатанных и слабо окатанных обломков брахиопод, криноидей, фораминифер, обрывков водорослей.

Водорослево-сгустковые в основной своей массе состоят из обрывков водорослей и мелких сгустков пелитоморфного кальцита. Иногда встречаются остатки брахиопод, фораминифер.

**К хемогенным** относятся *оолитовые известняки*. Породы состоят из оолитов размерами от 0.05 до 1.2 мм. Содержание цемента различно — от скудного до обильного. Сам же он представлен в разных образцах разномзернистым кальцитом: в одних — криптокристаллический, в других — среднезернистый.

**Обломочные карбонатные породы** представлены известняковыми брекчиями и конглобрекчиями. Обломки серого цвета из микрозернистого известняка имеют различную окатанность. Размеры их колеблются от 1 до 5 см. Цемент известковый, иногда содержит мелкий детрит. Количество цемента различно — от 10–20 до 80–90 %.

Перечисленные типы пород часто в той или иной степени подвергнуты доломитизации, в таком случае они относятся к **доломитовым известнякам**.

Доломиты представляют собой пластовые тела и, встречающиеся реже, образования в виде участков или “пятен” сложной формы в известняках. Первые часто содержат остатки организмов: криноидей, кораллов, брахиопод и являются седиментационно-диагенетическими. Вторые, видимо, образовались в более позднее время.

Песчаники мономиктовые, кварцевые. Породы образованы кварцевыми зёрнами различной формы, размерами 0.08—0.12 мм. Встречаются единичные зёрна кальцита, плагиоклаза, пирита, слюды размерами менее 0.005 мм. Цемент регенерационный.

В *кушковатской градации* наиболее распространенными являются темно-серые тонкослоистые *детритовые известняки* с содержанием до



5 % глинистой составляющей. Органические остатки здесь часто раздроблены и обычно окатаны. Значительную роль в разрезе играют кремнистые образования. Почти везде содержится 1—2 % мелкозернистого кварцевого псаммита (0.05—0.1 мм) в виде окатанных и неокатанных зерен.

В зависимости от преобладающего размера органических фрагментов, выделяются известняки шламовые (микродетритовые), мелкодетритовые (спикуловые, полидетритовые, детрито-спикуловые) и, встречающиеся в единичных случаях, крупнодетритовые.

*Окремнение* карбонатных пород выражается в нескольких морфологических типах: желваки, пластовые тела и образования неправильной формы. Граница с вмещающими породами у желваков и пластовых тел обычно резкая, иногда с отдельностью, а у образований неправильной формы наблюдается постепенный переход. Часто структура кремней является реликтовой. Иногда макроскопически в кремнях видны раковины брахиопод, кораллы.

Изучение типов пород карбонатной визейской формации бассейна Верхней Печоры показало, что они практически повторяют все типы, выделенные А. И. Елисеевым [1] в более северных районах Елецкой зоны Урала. Это подтверждает выводы указанного автора на выдержанность состава и строения рассматриваемой формации на значительном расстоянии.

### Литература

1. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: Наука, 1978. 203 с.
2. Елисеев А. И. Сравнительный формационный анализ ограниченных платформ в палеозое // Серия препринтов “Научные доклады”, Коми филиал АН СССР. Вып. 78. Сыктывкар, 1982. 56 с.

# СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННОЙ ПАЧКИ ВЕРХНЕГО ВЕНЛОКА РЕКИ КОЖИМ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д. Н. Шеболкин

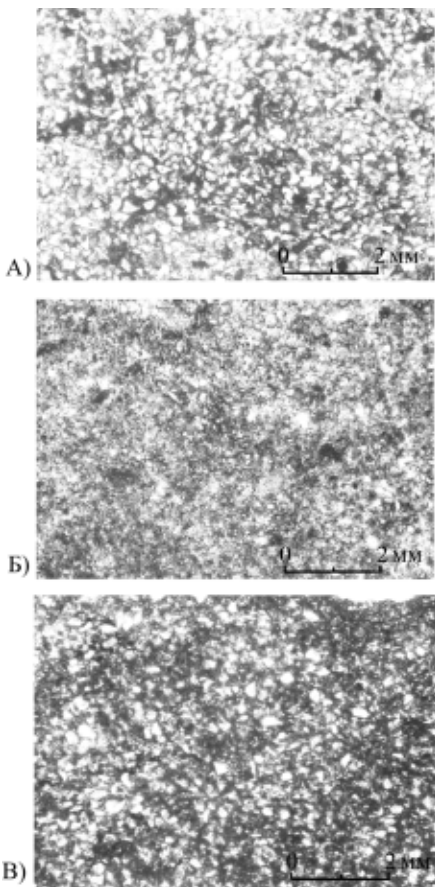
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Litgeo@geo.komisc.ru*

Первое упоминание о присутствии пачки терригенных пород в разрезе силура Приполярного Урала и их краткая характеристика имеются в ряде работ [1, 2]. Однако их состав и строение изучены неравномерно. Стратиграфическое положение этой пачки определяется ее нахождением на границе венлока и лудлова, в изучаемом разрезе она приурочена в основном к кровле венлока. Обнажается терригенная пачка мощностью 2.4—6 м в низких, частично задернованных, выходах и представлена легко раскалывающимися терригенными породами с желтоватыми и пестроцветными оттенками и с отчетливо зернистыми структурами. Отмечаются линзовидные скопления мелких остракод, ориентированных по простиранию.

Изучение состава терригенной пачки в разрезе р. Кожим показало, что среди них можно выделить три основных литотипа: крупнозернистый кварцевый песчаник, мелкозернистый кварцевый песчаник, кварцевый алевролитопесчаник (рис. 1).

*Крупнозернистые кварцевые алевролиты* мощностью от 0.1 до 0.15 м включают кварц



**Рис. 1.** Основные литотипы терригенной пачки: крупнозернистый кварцевый песчаник (А), мелкозернистый кварцевый песчаник (Б), кварцевый алевролитопесчаник (В)

угловатой, угловато-окатанной форм, размером от 0.05 до 0.1 мм; отсортированный по гранулометрическому составу. Присутствуют зерна пирита, плагиоклаза, циркона, лейкоксена, гидроокислы железа (1—3 %), иногда органогенный материал (до 1 %), представленный фрагментами остракод размером до 0.4 мм и фрагментами трилобитов до 0.8 мм. Распределены в средней и верхней части разреза.

*Мелкозернистые кварцевые алевролиты* мощностью от 0.1 до 0.3 м отличаются кроме размеров зерен кварца появлением их игольчатых форм (до 5 %), а также полным отсутствием органических остатков. Набор аксессуарных минералов более разнообразен, и включает, помимо уже отмеченных в крупнозернистых алевролитах, еще и серицит, биотит, микроклин, турмалин. Этот литотип слагает самые нижние слои разреза карбонатно-терригенной пачки.

*Кварцевые алевролитопесчаники* мощностью от 0.1 до 0.3 м выделяются среди других литотипов присутствием текстур биотурбации, подчеркнутых пятнисто-полосчатыми скоплениями зерен кварца. Этот литотип по разрезу переслаивается с другими литотипами, но больше всего тяготеет к средней части разреза.

Для уточнения обстановок формирования терригенных пород был проведен литохимический анализ с использованием методики “Стандарт-ЮК” [4].

На модульной диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -ГМ (рис. 2) выделился один кластер и лишь два образца (24В-1, 24Д-1) остались вне кластера. Породы, вошедшие в кластер, аттестуются как нормосилиты и представлены кварцевыми песчаниками и алевролитопесчаниками. Проведенный нормативный минеральный пересчет позволил уточнить соотношение породообразующих минералов. В составе пород преобладает карбонат (кальцит) и кварц. Второстепенные минералы представлены хлоритом (14.5 %), мусковитом (9.6 %), калиевым полевым шпатом (1.7 %) и кислым (№ 21) плагиоклазом (1.4 %). В аксессуарах присутствуют гематит (0.3 %) и лейкоксен (0.2 %). Породы, не вошедшие в кластер, выделены в особый подлитотип — *крупнозернистый кварцевый песчаник с обильным глинистым цементом*.

Так образец 24 В-1, аттестуемый как миосилит, отличается повышенным содержанием гидролизатного модуля (0.3 против 0.2 в кластере) и представлен крупнозернистым кварцевым песчаником с гли-

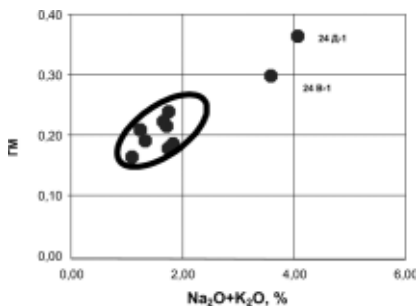


Рис. 2. Модульная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -ГМ для разреза терригенной пачки на р. Кожим

нистым цементом. По данным нормативного минерального пересчета в составе преобладает кварц (36.5 %). Отличаются значительным содержанием мусковита (23.9 %) и хлорита (14.9 %). По сравнению с кластером в этой породе меньшее количество карбоната, при примерно равных содержаниях акцессорных минералов. Образец 24 Д-1 аттестуется как нормосиллит представлен крупнозернистым кварцевым песчаником с глинистым цементом. По данным нормативного минерального пересчета в составе преобладают карбонат (21.2 %) и кварц (26.2 %), и также отличаются значительным содержанием мусковита (25.5 %) и хлорита (17.1 %). Мощность прослоев крупнозернистых кварцевых песчаников с обильным глинистым цементом изменяется от 0.10 до 0.15 м. Этот подлитотип тяготеет в средней части разреза.

Литохимический анализ исследованных отложений показал что, по основному минеральному составу в породах пачки содержание карбоната и кварца в основном одинаково, за исключением двух образцов, не попавших в кластер. Они выделяются большим содержанием кварца. В двух образцах пачки не попавших в кластер, содержание мусковита также повышено, соответственно 23.9 % и 25.5 %, против 9.6 % в среднем по разрезу. Также следует отметить в составе пород пачки повышенное содержание хлорита в среднем около 15.5 %. Анализ степени окатанности зерен кварца дает важную информацию об источнике сноса. Изучение зерен кварца в шлифах показало, что в породах этот показатель составляет 35—80 % для угловатых форм, и 15—65 % — для угловато-окатанных форм. Кроме того, в этих же породах в небольших количествах присутствуют игольчатые разности зерен кварца (1—5 %).

Итак, проведенные литологическое и литохимическое изучение пород терригенной пачки верхнего венлока р. Кожим позволяет сделать следующие выводы. 1. Преимущественным компонентом в составе отложений является кварц. Наиболее представительным литотипом является мелкозернистый кварцевый песчаник, что может говорить о довольно длительном переносе терригенного материала в целом. 2. Характер окатанности зерен кварца и состав терригенного материала свидетельствует о том, что источник сноса находился на западе, а именно на Тимане, где в это время согласно палеогеографическим реконструкциям была суша [3].

### Литература

1. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. Коллектив авторов. Коми филиал АН СССР, 1983. 103 с.
2. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Коллектив авторов. Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.
3. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт / Никонов, Богацкий, Мартынов. Ухта, 2000.
4. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000.

# УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ НАУЧНОЙ СКВАЖИНЫ В СВЯЗИ С РАЗЛИЧНОЙ ФЛЮИДОДИНАМИКОЙ

М. Ю. Яковлев, Н. В. Шеховцова

ЯрГУ, Ярославль

*yakovlev@olimpiya.yaroslavl.ru*

В настоящее время к изучению подземной биосферы в глубоких горизонтах земной коры проявляется большой интерес. Она представлена царством прокариот, населяющих подземные воды, газообразные флюиды и горные породы. Подземная биосфера существует на глубинах до 7 км и может активно участвовать во всех глобальных биогеохимических процессах на планете.

Углеводородоокисляющие микроорганизмы входят в состав бактериального фильтра Земли, предохраняя окружающую среду и атмосферу от углеводородов. Однако, имеющихся сведений об их видовой структуре и биогеохимической активности в горной породе явно недостаточно [1]. Изучение углеводородоокисляющего микробоценоза в глубоких горизонтах земной коры является актуальным как в теоретическом, накопление фундаментальных теоретических знаний о функционировании подземных экосистем, так и в прикладном аспектах. Прикладное значение имеет использование полезных биологических свойств известных и новых видов углеводородоокисляющих микроорганизмов в биотехнологических производствах, в осуществлении биоремедиации, проведении нефтегазопромысловых работ [1, 2, 3]. Актуальным остается проблема поиска новых методологических подходов к изучению подземной биосферы в глубоких горизонтах земной коры [4, 5].

Цель работы – выделение и расшифровка видовой структуры углеводородоокисляющего микробного сообщества в кристаллических породах глубоких горизонтов земной коры, вскрытых Воротиловской глубокой научной скважиной (ВГС) в связи с различной флюидодинамикой.

Объектом исследования служили образцы кернов кристаллических пород, вскрытых Воротиловской глубокой научной скважиной (ВГС) в интервалах глубин: 1935—1951, 2575—2805 (глубина 2693.99 м), 3568—3570 м, отличающихся друг от друга интенсивностью флюидодинамики [4]. Также объектом исследования служили чистые культуры углеводородоокисляющих микроорганизмов, выделенные из указанной породы.

Изучение подземного углеводородоокисляющего микробоценоза проводили с помощью современных молекулярно-биологических методов и комплекса общепринятых микробиологических методов.

Основанием для данного исследования послужила видовая структура реконструированного микробного сообщества, определенная методом анализа жирнокислотных биомаркеров флюидопроницаемых кристаллических пород. Содержание специфических жирнокислотных биомаркеров в составе микробоценозов пород на глубине 2575 и 2805 м позволило среди доминантных микроорганизмов выделить углеводородокисляющих бактерий р. *Rhodococcus* (около 30 %). В нефтегазопоисковой микробиологии родококки рассматриваются как основная часть углеводородокисляющего биофильтра земной коры [6]. Поскольку в указанном интервале пород зарегистрирован приток углеводородных газов, среди которых преобладают ростовые субстраты — пропан и бутан, пригодные для алканотрофных родококков [4], было высказано предположение о газотрофном питании родококков как доминантов подземного микробоценоза пород ВГС. Целенаправленное выделение с помощью комплекса культуральных методов позволило изолировать комплекс углеводородокисляющих бактерий, состоящий из 8 штаммов. Изучение жирных кислот ЦПМ и физиолого-биохимических свойств выделенных чистых культур позволило отнести штаммы АП1, АП6 к р. *Rhodococcus*; АП2, АП3, БХП1 к р. *Bacillus*. Штаммы СМ8, СМ9, СМ10 первоначально идентифицировать не удалось. По липидным профилям чистых культур шт. СМ9 был наиболее близким к актиномицетам вида *Streptomyces albus*; а СМ8 и СМ10 родственны в. *Stenotrophomonas multophilus*. Однако морфологические и физиолого-биохимические свойства выделенных культур не позволили отнести их к вышеуказанным видам [7]. На основании анализа сиквенса *16S* рДНК штаммы СМ9 и СМ10 отнесены к рр. *Planomicrobium* и *Leifsonia*, соответственно. Представители этих родов впервые обнаружены в породах глубоких горизонтов. Штамм СМ10 — единственный представитель р. *Leifsonia*, способный к метилотрофии. Сравнительный анализ гена *16S* рРНК и ряда фенотипических свойств, выделенных бактерии родов *Planomicrobium* и *Leifsonia*, позволяет с большой вероятностью отнести выделенные штаммы СМ9 и СМ10 к новым видам [8, 9, 10].

В структуре реконструированных микробоценозов верхнего (1935—1951 м) и нижнего горизонтов (3568—3570 м) содержание специфических биомаркеров микроорганизмов, окисляющих *n*-алканы, снижено. Представители углеводородокисляющих бактерий р. *Rhodococcus* составляют не более 8 %. Видовую структуру углеводородокисляющего микробоценоза данных интервалов пород по-видимому определила геодинамика среды (низкая концентрация углеводородных газов, вследствие процессов уплотнения пород, высокая минерализация верхнего горизонта, и высокая температура нижнего горизонта) [4]. Это объясняет низкое, по сравнению с флюидопроницаемым горизонтом, содержание биомаркеров микроорганизмов р. *Rhodococcus* [11, 12, 13]. Культуральными методами об-

наружено меньшее биоразнообразие культивируемых углеводородокисляющих прокариот, чем в среднем интервале. Из верхнего горизонта выделено всего 3 штамма: СМГ-1 и СМГ-2, которые предварительно отнесены к р. *Bacillus*; а также неидентифицированный шт. СМ11. Из нижнего горизонта выделено 4 чистых культуры: *Bacillus sp.* АП8 и неидентифицированные штаммы АП7, СМГ-3, СКГ-1.

Таким образом, на основании полученных результатов можно утверждать, что углеводородокисляющие бактерии в глубоких горизонтах земной коры приурочены к местам с повышенной флюидодинамикой. Микроорганизмы, окисляющие *n*-алканы в кристаллических породах глубоких горизонтов архейского фундамента, вскрытых ВГС, обнаруживаются повсеместно. Максимальное количество их маркеров и биоразнообразие культивируемых видов приурочено к горизонту с активной флюидодинамикой в породе. Вероятнее всего эта зона отличается максимальной геохимической активностью микробиологических процессов [1].

### Литература

1. *Оборин А. А.* Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
2. *Atlas R. M.* International Conference: Microbial diversity: current situation, conservation strategy and ecological aspects, 8—11 october, 1996, Perm, Instiute of Ecology and Genetics of Microorganisms, Ural Branch, Russian Academy of Sciens. Perm, 1996.
3. *Ivshina I. B.* World of Microbiology & Biotechnology. 1998. V. 14. P. 711—717.
4. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре / Под. ред. В. Л. Масайтиса, Л. Л. Певзнера. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 162—186.
5. *Ringelberg D. B.* FEMS microbiol. Rev. 1997. V. 20. P. 371—377.
6. *Оборин А. А.* Нефтегазопоисковая геомикробиология. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 407 с.
7. *Шеховцова Н. В.* Материалы Всероссийской научной конференции посвященной 200-летию Ярославского государственного университета им. П. Г. Демидова 30—31 октября 2003 г.: Биология, экология, химия, безопасность жизнедеятельности. Яросл. гос. ун-т. Ярославль, 2003. С. 54—59.
8. *Evtushenko L. I. et. al.* International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology, 2000. Vol. 50. P. 371—380.
9. *Reddy G. S. N. et. al.* Int. J. Syst. Evol. Microbiol., 2003. V. 53. P. 977—984.
10. *Yoon J. H., et. al.* International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology. 2001. Vol. 51. P. 1511—1520.
11. *Нестеренко О. А.* Киев.: Наук. Думка, 1985. 105—141 С. 35.
12. *Плакунов В. К.* Микробиология. 1999. № 1. С. 40—44.
13. *Goodfellow M., Alderson G.* Antonie van Leeuwenhoek 74: 3—20, 1998.

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЛУДЛОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК КОЖИМ И ИЗЪЯЮ

О. Ю. Мишутина

СыктГУ, Сыктывкар

hanami@mail.ru

---

В 2004—2005 гг. автором проводились исследования верхнесилурийских отложений рек Кожим (Приполярный Урал) и Изъяю (гр. Чернышева). В результате было выделено 9 основных литотипов (ЛТ), характеризующих фации мелководного и глубоководного шельфа, которые рассматриваются ниже.

*ЛТ-1. Известняковые гравелиты* (мощность 0.008—1.23 м) отчетливо выделяются обломками удлинённой формы, ориентированными по направлению и сцементированными микрокристаллическим кальцитом. Обломки — округлые гальки, размером 0.5—25 мм, представлены преимущественно известняками полибиокластовыми, пелитоморфными пиритизированными и микросгустковыми с неопределимым шламом. Органические остатки несортированы (0.05—8 мм) и представлены фрагментами брахиопод, остракод, трилобитов, криноидей, иглами морских ежей, единичными срезами целых гастропод, и неопределимыми. Характерны участки доломитизации и примесь кварцевого алеврита. Формирование известняковых гравелитов происходило в обстановках литорали и верхней сублиторали в зоне волнения и течений, на что указывает окатанность и ориентировка обломков, фрагментарность органогенного материала.

*ЛТ-2. Доломиты известковистые* (мощность 0.02—0.35 м) с тонкокристаллической структурой, неоднородной узорчатой текстурой и нарушенной первичной слоистостью. Форма зерен доломита чаще всего ромбическая, присутствует примесь кварцевого алеврита. Формирование подобных литотипов происходило в водоеме с затрудненным водообменом.

*ЛТ-3. Известняки микрозернистые слоистые и их доломитовые разности* (мощность 0.003—0.50 м) в разрезе отчетливо выделяются разнообразными типами слоистости. Отмечаются редкие створки остракод, пелитоморфные комки и сгустки, алевритовая примесь кварца и пирит, равномерно рассеянный по породе или приуроченный к слоистости. Образование их происходило на относительно небольших глубинах, в участках мелководного бассейна со спокойной гидродинамикой, вероятнее всего в обстановках лагун.

*ЛТ-4. Известняки микрозернистые с немногочисленной фауной и их доломитовые разности* (мощность 0.17—0.45 м) с органическими остатками, часто подчеркнутыми темной пелитоморфной каемкой. Видны ост-



ракоды, водорослевые сгустки, фрагменты брахиопод, гастропод и пелеципод. Цементом является пелитоморфный кальцит. Отмечаются присыпки пирита и кварца. Формировались эти разности в условиях верхней сублиторали со слабо подвижной гидродинамикой.

*ЛТ-5. Известняки полибиокластовые с присутствием обломочного материала* (мощность 0.2—0.6 м) отчетливо выделяются мелкокристаллической структурой, присутствием окатанных обломков пород гравийной и песчаной размерности и волнисто-полосчатым распределением глинисто-доломитового материала. По составу среди обломков выделяются: известняки микрозернистые интенсивно пиритизированные с крупными биокластами и известняки микрокристаллические с неопределимым органогенным материалом и примесью кварцевого алеврита. Цемент — микрокристаллический кальцит со скоплениями зерен кварца. Органические остатки резко несортированы (0.01—1.2 см), ориентированы по наслоению и представлены многочисленными остатками брахиопод, члеников криноидей, гастропод, остракод, трилобитов, редких мшанок и неопределимым шламом. В отличие от ЛТ-1 обломки пород мельче по размеру, по количеству и лучше окатаны, что свидетельствует о более длительной транспортировке кластического материала в области верхней сублиторали.

*ЛТ-6. Известняки биоморфные и их доломитовые разности* имеют мощность 0.004—1.10 м и представлены различными типами ракушняков (брахиоподовые, остракодовые, остракодово-пелециподовые и гастроподовые) с микрозернистым цементом. Органические остатки ориентированы по наслоению. В брахиоподовых и остракодово-пелециподовых ракушняках иногда присутствуют фрагменты трилобитов. Кроме того, характерно присутствие остатков члеников криноидей, игл морских ежей, мшанок, тентакулитов и харовых водорослей. Ракушняки формировались в верхней части сублиторали. Ориентированность крупных органических остатков свидетельствует о возможном присутствии водных течений.

*ЛТ-7. Известняки полибиокластовые и их доломитовые разности* (мощность 0.06—1.10 м) сложены фрагментами остракод, брахиопод, пелеципод, конодонтов, члеников криноидей, игл морских ежей, гастропод, редких табулят, разнообразных цианобактерий, харовых водорослей, мшанок, тентакулитов и неопределимыми остатками. Органогенный материал не сортирован и ориентирован по наслоению. Цемент — тонко-мелкокристаллический кальцит с участками регенерационного. Отмечаются тонкие пропластки глинисто-доломитового материала, участки доломитизации, ожелезнения и рассеянные зерна кварца. Образование этих осадков могло происходить в верхней сублиторали, где скелетный материал мог периодически поставлялся течениями, о чем свидетельствует его ориентировка.

*ЛТ-8. Известняки глинистые биотурбированные и их доломитовые разности* имеют мощность 0.11—0.70 м. Органические остатки распре-

лены неравномерно и представлены фрагментами остракод, брахиопод, пелеципод, члеников криноидей, игл морских ежей, гастропод, цианобактерий и неопределимый материал. Отмечаются присыпки пирита, гидроксиды железа и рассеянные зерна кварца. Данный литотип мог формироваться в условиях нижней сублиторали и спокойной гидродинамики, о чем свидетельствует интенсивная биотурбация и наличие глинистого и карбонатного ила.

*ЛТ-9. Аргиллиты* мощностью 0.02—0.60 м отчетливо выделяются мелко-тонкоплитчатым сложением и окрасками от буровато-желтых, зеленоватых до черных. Включают единичные раковины брахиопод. Состав глинистой фракции — гидрослюда (преобладает), хлорит (3—10 %) и незначительное количество неупорядоченной смешанослойной фазы иллит/каолинитового состава. Присутствует примесь кварца. Формировались аргиллиты в условиях глубокого шельфа, где возможно осаждение тонкого материала, поступающего с мелководных областей.

В результате сравнительного анализа было установлено следующее. Доломиты распространены в обоих разрезах в верхней части гердьюского надгоризонта. В разрезе р. Изьяю это доломит известковистый с неоднородной узорчатой и нарушенной слоистой текстурами (ЛТ-2). В разрезе р. Кожим среди них отмечаются известняки микрозернистые слоистые и их доломитовые разности (ЛТ-3); известняки микрозернистые с незначительной фауной и их доломитовые разности (ЛТ-4). По появлению аргиллитов (ЛТ-9) внутри верхнелудловских отложений проведена граница между гердьюским и гребенским надгоризонтами. ЛТ-9 в разрезе р. Кожим имеет более массивные прослои, а в разрезе р. Изьяю — прослои очень тонкие и чередуются с разными литотипами. Выше этой границы в разрезе р. Кожим ЛТ-3 и ЛТ-4 чередуются с ЛТ-9 и реже с ЛТ-8 и ЛТ-7. Вверх по разрезу отмечается преобладание ЛТ-7, заключающего прослои ЛТ-9, ЛТ-8 и ЛТ-6. Более распространенными и, как правило, более массивного сложения являются ЛТ-7, ЛТ-1 и ЛТ-5. Самым распространенным литотипом в разрезе р. Кожим являются известняки полибиокластовые и их доломитовые разности (ЛТ-7). В разрезе р. Изьяю широко распространены ЛТ-1 и ЛТ-5, отсутствующие в разрезе р. Кожим. Ракушняки (ЛТ-6) характерны для обоих разрезов. Брахиоподовые ракушняки являются отличительным признаком гребенских отложений в разрезах рек Кожим и Изьяю.

Выявленные отличия свидетельствуют о том, что в разрезе р. Изьяю наиболее широко распространены мелководные образования (ЛТ-1 ЛТ-5), а в разрезе р. Кожим преобладающими являются ЛТ-7, ЛТ-8 и ЛТ-9, что отражает местоположение данных участков в пределах морского бассейна. Район р. Изьяю был расположен ближе к береговой зоне.

# ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БОЛЬШЕНАДОТИНСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РЕКА БОЛЬШАЯ НАДОТА)

Д. А. Груздев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Gruzdev@geo.komisc.ru*

История изучения данного района и эволюция представлений о его структуре связаны с именами таких крупных отечественных геологов как К. Г. Войновский-Кригер, А. А. Чернов, М. Е. Раабен, А. И. Елисеев, В. Н. Пучков и других. Каждый из них внес огромный вклад в понимание достаточно сложного геологического строения территории района, расположенного в зоне сочленения Елецкой и Лемвинской СФЗ.

Исследования в районе сочленения Елецкой и Лемвинской СФЗ. В 40-х годах в районе проводились работы под руководством К. Г. Войновского-Кригера, который показал своеобразие геологического строения этого района, заложил основы его стратиграфии и тектоники. В результате его исследований впервые были выделены две структурно-фациальные зоны, позднее названные структурно-формационными: Елецкая (преимущественно карбонатная, отвечающая шельфовым обстановкам осадконакопления) и Лемвинская (преимущественно сланцевая, отвечающая склоновым и батинальным обстановкам). Была составлена геологическая карта района.

Результаты многолетних исследований изложены в докторской диссертации К. Г. Войновского-Кригера [1]. Большое внимание К. Г. Войновский-Кригер уделил литологической характеристике свит, так как фауна в этих отложениях встречается редко.

В 1931 г. в нижней части бассейна р. Лемвы и Б. Надоты работал М. П. Кудрявцев.

Сведения о карбоне данной зоны имеются в работах М. Е. Раабен [2]. В результате ее исследований были выявлены определенные разногласия с Войновским-Кригером в понимании геологического строения района. В частности, верхнюю (карбонатную) часть надотамылькской свиты, в понимании К. Г. Войновского-Кригера, она относил к свите Матя-шор.

В 70-х годах детальные работы, связанные с изучением каменноугольных отложений района, проводились А. И. Елисеевым. Им была разработана детальная стратиграфия каменноугольных отложений Лемвинской и восточной части Елецкой СФЗ, доказано существование в поздневизейское время рифового массива, описана литология отложений карбона [3].

В конце 70-х годов изучением района занимался В. Н. Пучков [4]. Ему, по результатам сборов микрофауны (в основном конодонтов), удалось провести значительную корректировку возраста пород, в том числе и в толщах, которые считались немymi. Им был упразднен тисваизский комплекс, выделенный К. Г. Войновским-Кригером (глинистые сланцы, алевролиты, кварцевые песчаники и известняки). Надотамылькская свита, относимая к данному комплексу, имеет не ордовикско-девонский или силурийско-девонский, а среднедевонский возраст. Тогда же ПГО “Полярноуралгеология” проводится планомерная геологическая съемка, по результатам которой была составлена геологическая карта района масштаба 1:50000 [5].

В 1985—87 гг. проводятся работы по геологическому доизучению масштаба 1:500000. В результате работ М. А. Шишкиным [6] была рассмотрена природа отложений Лемвинской СФЗ, этапы их формирования, определено первоначальное положение Елецкой и Лемвинской СФЗ, составлена схема первоначальных взаимоотношений основных формационных комплексов и тектоническая схема юга Лемвинской СФЗ. В более поздней работе [7] им приводится стратиграфическое деление отложений Елецкой и Лемвинской СФЗ на свиты и толщи.

В 1999 г. в данном районе работал К. А. Коковин. В результате были получены новые данные, значительно расширившие временной интервал существования Большенадотского рифа: фран-серпухов [8].

В том же году по результатам наших полевых работ [9] был предложен рабочий вариант геологической карты района, детализирована стратиграфическая схема района.

В 1999 г. совместно с К. Коковиным работали польские ученые. Ими был проведен биостратиграфический и литологический анализ большенадотского карбонатного комплекса. В результате была предложена модель его формирования, дан сравнительный анализ сингенетичных карбонатных отложений на юго-востоке Польши [10].

### Литература

1. *Войновский-Кригер К. Г.* Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (Западный склон урала) // Бюллетень М. об-ва исп. природы, отд. геологии, том XXXVIII (2), 1963.
2. *Раабен М. Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала / Академия Наук СССР Труды Геологического института (Вып. 35) / М.: изд-во АН СССР, 1959.
3. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 95 с.
4. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979.
5. *Афанасьев А. К. и др.* Отчет по объекту: производство групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 на западном склоне Приполярного Урала. Воркута, 1986.

6. Шишкин А. М. и др. Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Грубеинской площади. Воркута, 1988.

7. Шишкин М. А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника, 1989. № 3. С. 86—95.

8. Коковин К. А. Новые данные о возрасте Большенадотского рифа (приполярный урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 1999.

9. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Карманов Р. С., Груздев Д. А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2000. № 8 (68). С. 6—7.

10. Stanislaw Skompski, Mariusz Paszkowski, Michal Krobicki, Kostya Kokovin, Dieter Korn, Anna Tomas & Tomasz Wrzolek. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals // Acta Geologica Polonica. Vol. 51 (2001), № 3. P. 217—235.

# АНАЛИЗ УПРАВЛЕНИЯ ПРЕДПРИЯТИЕМ ООО “ГОРСТРОЙ”

П. В. Спирягин, В. И. Спирягин  
ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
*spiryagin@iespn.komisc.ru*

---

Решение жилищных и строительных проблем Республики Коми есть важнейшее направление в развитии экономики республики и ее муниципальных образований.

ООО “Горстрой” образовано в 1962 г. как домостроительный комбинат, призванный реализовать программу строительства социального жилья и объектов соцкультбыта.

Сегодня это крупнейшее проектно-строительное предприятие республики, сумевшее в период рыночных реформ сохранить свой производственный и кадровый потенциал, непосредственно обеспечивая работой более тысячи семей города Сыктывкара, а также десятки тысяч работников предприятий — поставщиков местных строительных материалов.

Комбинатом построено более 2.5 млн м<sup>2</sup> жилья, 10 школ, 35 детских садов, более 100 тыс. м<sup>2</sup> общественных зданий, офисов, предприятий торговли и бытового обслуживания.

Основная деятельность — подрядное строительство; подсобно-вспомогательная деятельность — продукция и услуги. Объемы производства продукции, работ и услуг в ООО “Горстрой”, предоставленные в 2005 г. потребителям, составили 344892 тыс. руб., около половины из которых пришлось на УКС администрации “МО г. Сыктывкар” и ООО “Центрострой”.

В общем объеме выручки от реализации доля подрядного строительства 93.4 %, а доля выручки от сборных железобетонных и бетонных изделий Завода КПД 5.98 %, выручка от реализации автотранспортных услуг 0.62 %.

SWOT — анализ предполагает изучение внутренних и внешних аспектов влияния. Результаты SWOT — анализ представим в виде таблицы.

Рентабельность по валовой прибыли к объему реализации в ООО “Горстрой” в 2005 г. составила 8.7 %, а полученная от реализации чистая прибыль достигла 22590 тыс. руб.

По уставным видам деятельности выручка от продаж в действующих ценах по отношению к прошлому году увеличилась на 16.7 %, в базисных (1991 г.) — на 34.95 %.

Основные факторы прироста объема реализации /выручки/ — рост производительности труда /выработки на единицу персонала/ — на 18.2 %, прирост численности работающих — на 14.2 %.

Структура управления предприятия линейного типа, такая структура обычно характерна для предприятий и организаций полагающихся в ос-

## Результаты SWOT-анализа для ООО «Горстрой»

	Внутренние	Внешние
+	<p><b>Силы (Strengths)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. ООО «Горстрой» относится к предприятиям многопрофильной деятельности</li> <li>2. Основные производственно-экономические показатели ООО «Горстрой» за 2005 год по отношению к предыдущему году имеют положительное изменение</li> <li>3. В результате предпринимательской деятельности за 2005 год ООО «Горстрой» получило валовую прибыль в сумме 30146 тыс. руб.</li> </ol>	<p><b>Возможности (Opportunities)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Заключенными контрактами на строительство, в 1,7 раза превышает объем работ за год</li> <li>2. Имеющийся спрос на жилье, строительством которого, в основном, занято ООО «Горстрой»</li> <li>3. Информационные потребности в данных бухгалтерского учета удовлетворяются в достаточной мере.</li> </ol>
-	<p><b>Слабости (Weaknesses)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Неравномерное распределение рентабельности по периодам</li> <li>2. Значительные суммы кредиторской задолженности</li> <li>3. Оценки ликвидности и рыночной устойчивости по балансу значительно ниже уровня, считающегося нормальным</li> </ol>	<p><b>Угрозы (Threats)</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Целенаправленной долгосрочной инвестиционной деятельности /финансовых вложений/ с целью получения прибыли на перспективу не планируется</li> <li>2. Невозможность резкого наращивания производственных мощностей предприятия</li> <li>3. Дополнительные начисления налогов, пеней и санкций по акту выездной налоговой проверки</li> </ol>

новном на командный стиль управления. За последние годы отмечен рост структурных подразделений, которые дифференцируют свою деятельность относительно основного предприятия.

Функциональные отделы и службы предприятия развиваются быстро, переходят на новые технологии, однако их вес и права в общей структуре обозначены незначительно. Наблюдается нехватка различных положений и документов регламентирующих их деятельность права и обязанности. По отдельным подразделениям отсутствует четкое разделение полномочий и сфер деятельности. Не смотря на это, на предприятии справляются с поставленными перед ними задачами.

## СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук  
ГИ КНЦ РАН — Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук  
ГУП РК ТП НИЦ — Государственное унитарное предприятие «Тимано-Печорский научно-исследовательский центр»  
ДВГИ ДВО РАН — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук  
ИГГД РАН — Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук  
ИГиГ УрО РАН — Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук  
ИГиРГИ — Институт геологии и разработки горючих ископаемых  
ИГ АН Республики Таджикистан — Институт геологии Академии наук Республики Таджикистан  
ИГ КарНЦ РАН — Институт геологии Карельского научного центра Российской академии наук  
ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук  
ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения Российской академии наук  
ИСЭиЭПС Коми НЦ УрО РАН — Институт социальных, экологических и энергетических проблем Севера Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук  
ИХН СО РАН — Институт химии нефти Сибирского отделения Российской академии наук  
КНУ — Киевский национальный университет  
МГГУ — Московский государственный горный университет  
МГУ — Московский государственный университет  
СПбГГИ (ТУ) — Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет)  
СПбГУ — Санкт-Петербургский государственный университет  
СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет  
Таджикский ГНУ — Таджикский государственный национальный университет  
ЯрГУ — Ярославский государственный университет



## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Андреев В. С.	110	Кирюхина Н. М.	71
Антропова Е. В.	4	Кирюхина Т. А.	71
Астахова И. С.	8	Кисеева Е. С.	74
Афонькин М. М.	11	Климовская Е. Е.	79
		Климовский А. В.	79
Баженова Е. А.	15	Кондакова Г. В.	53
Белалова И. А.	17	Кусов А. В.	186
Беспалова Т. В.	17		
Борисова Н. И.	17	Леденцов В. Н.	83
Боровкова Е. В.	20	Лотина А. А.	86
Братушак Ю. В.	26	Лукин В. Ю.	88
Бубнова О. Г.	23		
Буравская М. Н.	26	Макаров М. С.	92, 151
Бурдельная Н. С.	30, 32, 189	Макарова А. Е.	134
Бушнев Д. А.	30, 32, 189	Макеев Б. А.	94, 98
		Машин Д. О.	103
Васенев Е. В.	34	Мирончева Е. Ю.	105
Виноградова К. В.	163	Михайлов В. И.	108
Вшивцев А. Н.	38	Мишутина О. Ю.	200
		Моисеев А. В.	110
Гадоев М. Л.	42, 158, 161	Мокрушин А. В.	114
Ганелин А. В.	110	Моргунова А. А.	117
Голубев Е. А.	44	Морозова А. В.	121
Груздев Д. А.	203	Моторина Н. В.	148
Гурьев К. А.	46	Мухамеджанов А. Р.	124
Гусев Е. А.	182	Мухаметшин А. М.	64, 133
Гусева Н. С.	50		
		Норина Д. А.	186
Довиденко М. Б.	53	Носкова Н. Н.	126
Донцов А. Б.	26		
Дуркина О. П.	56	Озерова Э. Н.	46
		Оймахмадов И. С.	130, 158, 161
Егорова Ю. Е.	59	Ольшанецкий Д. М.	177
Ерофеевский А. В.	62	Остаенков А. Е.	64, 133
Зархидзе Д. В.	182	Патова В. А.	94
Зуев П. И.	64, 133	Петренко Е. Л.	134
		Петров Т. Г.	124
Кабанова О. И.	65	Пискунова Н. Н.	44
Кателя О. В.	67	Понарядов А. В.	137

Пономарев Д. В.	139	Тропников Е. М.	168
Пономаренко Е. С.	143	Файзиев Ф. А.	170
Попов И. В.	146	Феофилактов Ф. Н.	83, 173
Рекант П. В.	182	Филиппов В. Н.	46
Ремизов Д. Н.	83	Хисамутдинова А. И.	177
Сандула А. Н.	143	Хорошкева М. Н.	180
Смирнова Т. А.	56	Цыганкова А. В.	182
Соболева А. А.	46, 117	Чеботарь К. А.	186
Соколова Л. В.	148	Чешкова Т. В.	189
Спирягин В. И.	206	Шадрин А. Н.	191
Спирягин П. В.	206	Шеболкин Д. Н.	194
Степенчиков Д. Г.	92, 151	Шеховцова Н. В.	197
Сулова А. А.	155	Яковлев М. Ю.	197
Таджибеков М.	158, 161		
Тажиназарова Н. А.	163		
Травкина Ю. В.	53		

## СОДЕРЖАНИЕ

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ СИЛУРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО СТРОМАТОПОРОИДЕЯМ. <i>Е. В. Антропова</i> .....	4
ЧУГУНОЛИТЕЙНОЕ ПРОИЗВОДСТВО НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КОМИ В XV—НАЧАЛЕ XX ВЕКА. <i>И. С. Астахова</i> .....	8
РЕКОНСТРУКЦИЯ СУБСТРАТА ПАРАСЛАНЦЕВ ПАРИКВАСЬШОРСКОЙ СВИТЫ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>М. М. Афонькин</i> .....	11
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛЮОРИТОВ ШЕРЛОВОЙ ГОРЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). <i>Е. А. Баженова</i> .....	15
УЧЕБНЫЕ КОЛЛЕКЦИИ ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ РЕГИОНОВ РОССИИ: ТИМАН, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, ПОВОЛЖЬЕ. <i>Т. В. Беспалова, Н. И. Борисова, И. А. Белалова</i> .....	17
МИКРОПРИМЕСИ В ХОЛЕЛИТАХ. <i>Е. В. Боровкова</i> .....	20
МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ГРАНИТОИДОВ МУХАРЕВСКОГО МАССИВА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ). <i>О. Г. Бубнова</i> .....	23
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ. <i>М. Н. Буравская, Ю. В. Братуцак, А. Б. Донцов</i> .....	26
СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КАШПИРСКИХ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ. <i>Н. С. Бурдельная, Д. А. Бушнев</i> .....	30
ПИРОЛИТИЧЕСКАЯ ГАЗОВАЯ ХРОМАТОГРАФИЯ КЕРОГЕНА. <i>Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная</i> .....	32
ПОИСК НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ. <i>Е. В. Васенев</i> .....	34
РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ЭКЛОГИТОВ МАРУНКЕУСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>А. Н. Вишневцев</i> .....	38
ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАРИТА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАРАМАЗАРА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН). <i>М. Л. Гадов</i> .....	42
ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ СКАНИРУЮЩЕЙ ЗОНДОВОЙ МИКРОСКОПИИ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ. <i>Е. А. Голубев, Н. Н. Пискунова</i> .....	44
КСЕНОТИМ ИЗ ГРАНИТОВ ЮЖНЫХ ОТРОГОВ ГОРЫ БАРКОВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>К. А. Гурьев, А. А. Соболева, Э. Н. Озерова, В. Н. Филиппов</i> .....	46

МИНЕРАЛОГИЯ, МИНЕРАЛЬНАЯ ХИМИЯ И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ САНУКИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ПАНОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ).	
<i>Н. С. Гусева</i> .....	50
ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ИЗУЧЕНИЯ ЧИСТЫХ КУЛЬТУР МИКРООРГАНИЗМОВ ИЗ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД.	
<i>Г. В. Кондакова, М. Б. Довиденко, Ю. В. Травкина</i> .....	53
АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ЗАПАСОВ УВ СЫРЬЯ ПО МЕСТОРОЖДЕНИЯМ РЕСПУБЛИКИ КОМИ.	
<i>О. П. Дуркина, Т. А. Смирнова</i> .....	56
ВЫСОКО- И УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ОЦЕЛЛИСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПАНОЗЕРСКОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ. <i>Ю. Е. Егорова</i> .....	59
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ БРАХИОПОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО КАРБОНА РЕКИ ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).	
<i>А. В. Ерофеевский</i> .....	62
РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЙ МАКЕТА МГ-3. <i>П. И. Зуев, А. Е. Остаенков, А. М. Мухаметшин</i> .....	64
КОНТАКТ ИМТАЧАНСКОЙ (ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ) И НЕСКУЧАНСКОЙ (НИЖНИЙ ТРИАС) СВИТ В БАСЕЙНЕ РУЧЬЯ СУОЛ (ПРАВОБЕРЕЖЬЕ РЕКИ СЕТОРЫМ, ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ).	
<i>О. И. Кабанова</i> .....	65
МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА. <i>О. В. Кателя</i> .....	67
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА СЕВЕРНОГО ОСТРОВА НОВОЙ ЗЕМЛИ.	
<i>Т. А. Кирюхина, Н. М. Кирюхина</i> .....	71
ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ, СОСТАВА И АНАТОМИИ ЦИРКОНОВ ИЗ ПИТЕРЛИТОВ САЛМИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ). <i>Е. С. Кисеева</i> .....	74
КАРТИРОВАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ТАЛЬК-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОСТМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ. <i>Е. Е. Климовская, А. В. Климовский</i> .....	79
ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ РЕКИ МАЛОЙ ЛЕМВЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).	
<i>В. Н. Леденцов, Д. Н. Ремизов, Ф. Н. Феофилактов</i> .....	83
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БОЛОТИСТОЕ (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)	
<i>А. А. Лотина</i> .....	86

ЭВОЛЮЦИЯ СООБЩЕСТВ ТАБУЛЯТ В ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА И СИЛУРА В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ. <i>В. Ю. Лукин</i> ....	88
ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРЕМЫ МИНКОВСКОГО К ОПИСАНИЮ КРИСТАЛЛОВ. <i>М. С. Макаров, Д. Г. Степеничников</i> .....	92
СОСТАВ ГРАНАТОВ ИЗ ЛАМПРОФИРОВ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ. <i>Б. А. Макеев, В. А. Патова</i> .....	94
СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ШЛИХА СОВРЕМЕННЫХ АЛЛОВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТЛАССКОГО КАМНЯ И МЕЖГРЯДОВОЙ ДОЛИНЫ. <i>Б. А. Макеев</i> .....	98
МЕТОДИКА ВИЗУАЛИЗАЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ. <i>Д. О. Машин</i> .....	103
СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОРДОВИК-СРЕДНЕДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ АКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ПЕЧОРО-КОЛВИНСКОГО АВЛАКОГЕНА. <i>Е. Ю. Мирончева</i> .....	105
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЕК ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ПРИМОРЬЕ. <i>В. И. Михайлов</i> .....	108
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ПОРОД АМБАРДАХ-КОЯЛАХСКОГО КОМПЛЕКСА АНОРТОЗИТОВЫХ МАССИВОВ АНАБАРСКОГО ЩИТА. <i>А. В. Моисеев, В. С. Андреев, А. В. Ганелин</i> .....	110
СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ И АКЦЕССОРНЫХ ХРОМИТОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И КАРЕЛИИ. <i>А. В. Мокрушин</i> .....	114
ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД НИЯУСКОГО ПЛАГИОГРАНИТ- ТОНАЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) <i>А. А. Моргунова, А. А. Соболева</i> .....	117
ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОВ, ЗАВЕРШАЮЩИХ МАГМАТИЗМ УЛУГУШСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЗАУРАЛЬЕ). <i>А. В. Морозова</i> .....	121
РАССМОТРЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ С ПОМОЩЬЮ ХИМИКО-ИНФОРМАЦИОННОГО МЕТОДА RNA <i>А. Р. Мухамеджанов, Т. Г. Петров</i> .....	124
ВЕРТИКАЛЬНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА. <i>Н. Н. Носкова</i> .....	126
ЗНАЧЕНИЕ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КВАРЦ-АМЕТИСТОВЫХ ЖИЛ СЕЛЬБУРСКОГО АМЕТИСТОНОСНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН). <i>И. С. Оймахмадов</i> .....	130

МАКЕТ ФЕРРОЗОНДОВОГО МАГНИТОМЕТР-ГРАДИЕНТОМЕТРА МГ-3. <i>А. Е. Остаенков, П. И. Зуев, А. М. Мухаметшин</i> .....	133
СТРОЕНИЕ СИРАЧОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИЖМА-ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ. <i>Е. Л. Петренко, А. Е. Макарова</i> .....	134
НАПРАВЛЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ. <i>А. В. Понарядов</i> .....	137
ОСТАТКИ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ «СЕДЬЮ 1» НА ЮЖНОМ ТИМАНЕ. <i>Д. В. Пономарев</i> .....	139
ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КРЕМНЕЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ. <i>Е. С. Пономаренко, А. Н. Сандула</i> .....	143
КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЙХОЙСКОГО ПОДНЯТИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ. <i>И. В. Попов</i> .....	146
МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ГРУППИРОВКИ В СОСТАВЕ ЛЕК-ЕЛЕЦКОЙ ПОПУЛЯЦИИ КОНОДОНТА OZARKODINA EXCAVATA. <i>Л. В. Соколова, Н. В. Моторина</i> .....	148
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕАЛЬНОЙ ФОРМЫ РОМБОДОДЕКАЭДРА <i>Д. Г. Степенищikov, М. С. Макаров</i> .....	151
ПАЛЕОЗОЙСКИЙ РАЗРЕЗ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ <i>А. А. Сулова</i> .....	155
О СВЯЗИ ГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКОЙ В ПРЕДЕЛАХ ФАН-ЯГНОБСКОЙ ВПАДИНЫ (ГИССАРО-АЛАЙ). <i>М. Таджибеков, М. Л. Гадоев, И. С. Оймахмадов</i> .....	158
ОЦЕНКА ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ОСНОВЕ ТИПИЗАЦИИ ВНУТРИГОРНЫХ ВПАДИН ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ЗЕРАВШАНСКОЙ ВПАДИНЫ). <i>М. Таджибеков, И. С. Оймахмадов, М. Л. Гадоев</i> .....	161
СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА. <i>Н. А. Тажиназарова, К. В. Виноградова</i> .....	163
ПРОБЛЕМА СИНТЕЗА АЛМАЗОВ ПРИ НОРМАЛЬНЫХ P—T-УСЛОВИЯХ. <i>Е. М. Тропников</i> .....	168
ТИПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИРХАНТ (ТАДЖИКИСТАН). <i>Ф. А. Файзиев</i> .....	170

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЛЕКВОЖСКОГО КОМПЛЕКСА БЕЛЬСКО-ЕЛЕЦКОЙ СФЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>Ф. Н. Феофилактов</i> .....	173
НОВЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ТРЕТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ МАЙНАЧСКОГО РАЗРЕЗА (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА). <i>А. И. Хисамудинова, Д. М. Ольшанецкий</i> .....	177
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРАБЕНА ОСЛО. <i>М. Н. Хорошкева</i> .....	180
НОВОЕ В СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ УСЫ. <i>А. В. Цыганкова, Е. А. Гусев, П. В. Рекант, Д. В. Зархидзе</i> .....	182
ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПАЛЕЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА. <i>К. А. Чеботарь, Д. А. Норина, А. В. Кусов</i> .....	186
СЕРОСВЯЗАННЫЕ СТРУКТУРЫ В СВОБОДНЫХ ЛИПИДАХ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКА ОЗЕРА ТУХЛОЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) <i>Т. В. Чешкова, Д. А. Бушнев, Н. С. Бурдельная</i> .....	189
ТИПЫ ПОРОД ВИЗЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ ПЕЧОРЫ. <i>А. Н. Шадрин</i> .....	191
СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ТЕРРИГЕННОЙ ПАЧКИ ВЕРХНЕГО ВЕНЛОКА РЕКИ КОЖИМ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА. <i>Д. Н. Шеболкин</i> .....	194
УГЛЕВОДОРОДОКИСЛЯЮЩИЕ БАКТЕРИИ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ НАУЧНОЙ СКВАЖИНЫ В СВЯЗИ С РАЗЛИЧНОЙ ФЛЮИДОДИНАМИКОЙ. <i>М. Ю. Яковлев, Н. В. Шеховцова</i> .....	197
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЛУДЛОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК КОЖИМ И ИЗЪЯЮ. <i>О. Ю. Мишутина</i> .....	200
ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БОЛЬШЕНАДОТИНСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РЕКА БОЛЬШАЯ НАДОТА). <i>Д. А. Груздев</i> .....	203
АНАЛИЗ УПРАВЛЕНИЯ ПРЕДПРИЯТИЕМ ООО «ТОРСТРОЙ» <i>П. В. Спирыгин, В. И. Спирыгин</i> .....	206

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

Материалы 15-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

**Компьютерная верстка**

*Г. Н. Каблис*

**Оформление обложки**

*О. П. Велегжанинов*

Компьютерный набор. Подписано в печать 29.11.2006.

Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага офсетная. Печать РИЗО.

Тираж 220

Усл. печ. л. 13.5

Заказ 609

---

Издательско-информационный отдел  
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.  
167982, ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.  
*geoprint@geo.komisc.ru*