

## ЧАСТЬ 6. АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

**В. А. Попов**

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
popov@mineralogy.ru*

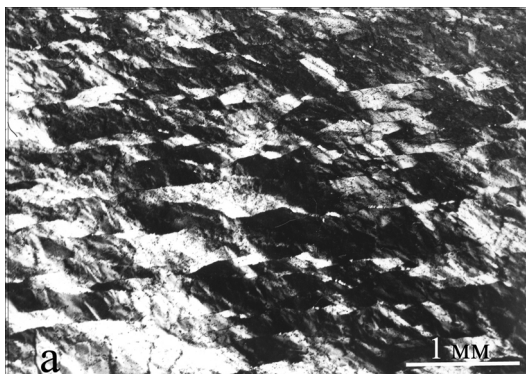
### **Перекристаллизация – не повторная кристаллизация**

Представления о явлении перекристаллизации (рекристаллизации) в геолого-минералогических науках настолько широки и многообразны, что всякий раз из контекста какой-либо работы невозможно определить, что автор имел в виду. В связи с такой ситуацией создатель онтогении минералов Д. П. Григорьев высказался следующим образом: «Углубленное исследование явлений перекристаллизации заставит пересмотреть целый ряд представлений о генезисе минералов» [Григорьев, 1956, с. 168]. Методологическая база онтогении минералов основана на том, что всякому явлению соответствует свой набор морфологических признаков. Только по этим наборам морфологических признаков можно отличать одни явления от других.

Руководствуясь онтогеническим принципом, разработана морфологическая теория перекристаллизации [Попов, 1984]. Предложено относить к перекристаллизации изменение формы и величины кристаллов, всесторонне соприкасающихся с другими кристаллами, без изменения минерального состава системы. Только при этих условиях возникают минеральные агрегаты с принципиально отличающимися анатомией и поверхностью (*однородные полиэдры перекристаллизации*), которые позволяют при исследовании не путать их с ростовыми индивидами (*зональными, секториальными, блочными и т. д.*). Это определение не противоречит изначальным представлениям о перекристаллизации, когда минералогии и геологии заметили изменение структуры минеральных агрегатов после деформации кальцитовых, галенитовых, антимонитовых, кварцевых и других тел. Металлографы заметили изменение структуры металлов после нагрузки-деформации (например, зернение стали в рессоре), морфологически идентичное некоторым природным объектам. Наблюдения металлографов очень важны для понимания природы перекристаллизации, поскольку позволяют *не выдвигать требования наличия раствора для осуществления механизма перекристаллизации* (движения атомов и молекул), в то время как в геологической литературе (например, [Краснова, Петров, 1997]) авторы интуитивно предполагают обязательное наличие растворов (среды) для перекристаллизации (но это уже будет переотложение).

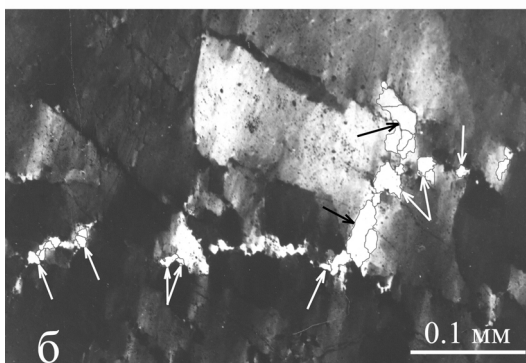
Начальные моменты перекристаллизации – зарождение новых индивидов того же минерала в участках максимальной аморфизации матрицы (рис. 1). Эти индивиды сначала не соприкасаются друг с другом и разрастаются в матрице, «съедая» ее самые напряженные участки за счет объемной энергии матрицы. Форма новообразованных индивидов обычно сложная и определяется относительными скоростями движения границ в различно деформированных участках матрицы. Если в матрице после деформаций остались слабо напряженные участки, новые индивиды в них не

Рис. 1. Результат пластической деформации индивида кварца (а) и появление новых кварцевых индивидов (начало рекристаллизации) в участках максимальной деформации матрицы (б). Прозрачные шлифы, с анализатором.



зарождаются, эти участки так и остаются реликтами (в том числе – блокованными) в агрегате. В агрегатах, сложенных крупными и достаточно совершенными индивидами, перекристаллизации не происходит.

После того, как новообразованные индивиды сложной формы соприкоснутся друг с другом, уничтожив напряженную матрицу, начинается их изометризация и укрупнение. Поскольку новообразованные индивиды однородны (совершенны), движение границ обусловлено только поверхностной энергией. В тонко- и мелкозернистых агрегатах поверхностной энергии достаточно для движения границ. При достижении размера полиэдров 6–8 мм поверхностная энергия становится бесконечно малой величиной, и ее не хватает на движение границ полиэдров (зерен). Следовательно, величина полиэдров ( $8 \pm 2$  мм) является предельной величиной зерен в перекристаллизационных агрегатах. Таким образом, *грубозернистые (пегматитовые) структуры не могут быть получены путем перекристаллизации*. Это утверждение, построено на многократных наблюдениях: во всех случаях в перекристаллизованных агрегатах зерна крупнее 10 мм оказывались реликтовыми от предыдущего минерального агрегата, и несли признаки собственно кристаллизации.



При моделировании явления перекристаллизации важно ввести ограничения, вытекающие из наблюдений природных минеральных агрегатов. Экспериментальными наблюдениями можно воспользоваться лишь частично из области металлографии. Экспериментаторы-ростовики произвели огромное количество экспериментов по переотложению минералов, назвав это перекристаллизацией. Их наблюдения невозможно использовать для создания морфологической теории перекристаллизации. У металлографов есть наблюдения, относящиеся к перекристаллизации. Основное ограничение: перекристаллизация осуществляется только в агрегатах всесторонне и плотно соприкасающихся зерен. Явление перекристаллизации в конкретном агрегате всегда развивается во времени, поэтому наблюдаются признаки начальных моментов перекристаллизации, признаки неоднородного развития ее в минеральном теле, признаки предельного развития (рис. 2).

При моделировании явления перекристаллизации важно ввести ограничения, вытекающие из наблюдений природных минеральных агрегатов. Экспериментальными наблюдениями можно воспользоваться лишь частично из области металлографии. Экспериментаторы-ростовики произвели огромное количество экспериментов по переотложению минералов, назвав это перекристаллизацией. Их наблюдения невозможно использовать для создания морфологической теории перекристаллизации. У металлографов есть наблюдения, относящиеся к перекристаллизации. Основное ограничение: перекристаллизация осуществляется только в агрегатах всесторонне и плотно соприкасающихся зерен. Явление перекристаллизации в конкретном агрегате всегда развивается во времени, поэтому наблюдаются признаки начальных моментов перекристаллизации, признаки неоднородного развития ее в минеральном теле, признаки предельного развития (рис. 2).

**Кристаллизация (рост) и перекристаллизация** – два принципиально различных явления (одно – вынуждаемое извне пересыщением, другое – самопроизвольное за счет собственной энергии минерального агрегата). Перекристаллизация – это не повторная

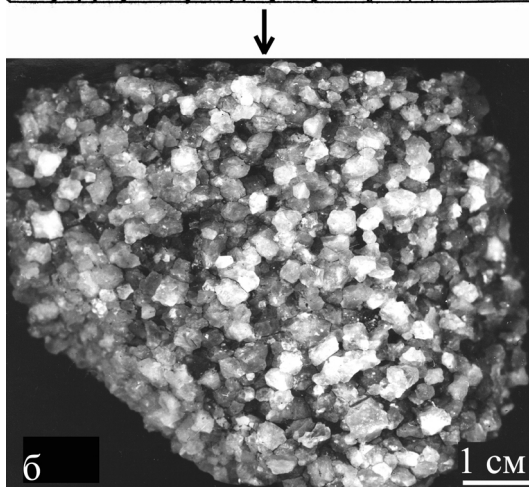
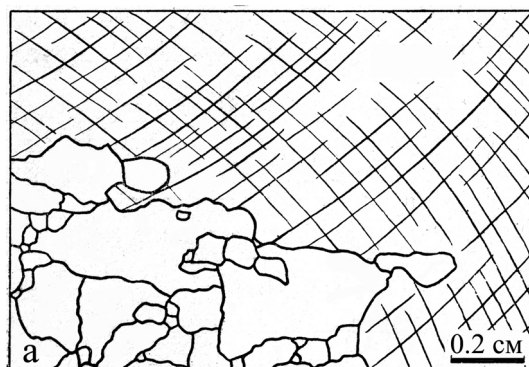


Рис. 2. Иллюстрация начальной (а) и предельной (б) перекристаллизации. Новые индивиды вначале имеют сложную форму в деформированной матрице (рисунок по фото шлифа). В пределе перекристаллизация заканчивается образованием агрегата изометричных однородных полиэдров (фото выветрелой поверхности мрамора).

кристаллизации. При перекристаллизации атомы перескакивают под действием сил поверхностного натяжения, и граница движется в сторону индивидов с наибольшей кривизной поверхности (наименьшим радиусом кривизны).

Не следует относить к перекристаллизации явление **переотложения** через раствор, в том числе и пленочный. В противном случае мы не сможем отличить кристаллизационные (ростовые) агрегаты от перекристаллизационных. Так называемые перекристаллизации по принципам Кюри и Рикке следует отнести к переотложению, поскольку в экспериментах кристаллы находились в

растворе и меняли свою форму за счет механизма «растворение – рост». По-видимому, в геолого-минералогических науках важно понимание того, что термин и понятие «переотложение» можно применять в эксперименте, но не применять его для природных объектов, поскольку морфологически переотложение идентично отложению (кристаллизации), и без «меченных атомов» невозможно доказать переотложенность минералов. Кристаллизация (отложение) и переотложение – одно явление с разным отображением природы частиц, участвующих в кристаллизации. Если нам не надо знать, откуда взялись частицы для роста кристаллов, мы говорим о кристаллизации в общем смысле. Если важно проследить, какие вещества растворились и «дали жизнь» новым кристаллам из тех же атомов растворенных веществ, применяется понятие «переотложение». По-существу, все, что выращивается в кристаллизаторах и автоклавах, является переотложенным, поскольку известно, что растворяется и что получается. В природных объектах нет возможности определить, что растворялось. При более общих рассуждениях можно сказать, что вещество в любых наблюдаемых кристаллах когда-то было в других кристаллах, и тогда все, что мы наблюдаем, переотложено (круговорот в природе). В таком случае термин «переотложение» просто излишен.

В природных мономинеральных объектах пластическая деформация и последующая перекристаллизация обычно происходят многократно, а в минеральном теле

– очень неоднородно. Это существенно сказывается на сложности возникающих структур и текстур объектов. В полиминеральных объектах сложность увеличивается за счет хрупкого поведения одних минералов и пластичного – других. Нередко параллельно протекают разные явления – перекристаллизация и метасоматоз. В таких случаях наблюдается пересечение двух множеств морфологических признаков. Например, пластическая деформация и перекристаллизация жильного кварца наблюдается только в полосе пиритизации (роста идиоморфных метакристаллов пирита). В одном минеральном пространстве имеются морфологические признаки двух явлений. Если такая связь на объекте устойчива, то можно предположить синхронность двух явлений в одном пространстве. Морфологические признаки обоих явлений остаются соответственными и не трансформируются.

В природных полиминеральных агрегатах редко наблюдается полная перекристаллизация всех минералов. Энергия активации перекристаллизации для разных минералов обычно весьма различна. Например, некоторые пироксеновые габбро после пластической деформации и амфиболизации выглядят так: блочные удлиненные зерна амфибола (псевдоморфозы по пироксену) линейно ориентированы, а бывшие крупные таблитчатые зерна плагиоклаза состоят из множества мелких полиэдров перекристаллизации. Следовательно, для плагиоклаза была достигнута энергия активации перекристаллизации, а для амфибола – нет. Перекристаллизация прошла только в пределах зерен плагиоклаза. Очевидно, что от габбро первичных минералов не осталось, порода полностью преобразована, поэтому должна называться амфиболитом. Другой пример – фрагментарная перекристаллизация козалита в кварцевом индивиде, где иглы козалита превращены в цепочки шарообразных зерен только в пределах локальных полос деформации в кварце. Общеизвестно превращение пластинок распадаемого ильменита в цепочки изометричных зерен в полосах деформации магнетитовой матрицы – тоже пример частичной перекристаллизации полиминерального агрегата.

**Перекристаллизация с укрупнением зерна** возможна только в мономинеральном агрегате (мономинеральном фрагменте полиминерального агрегата), причем максимальная величина полиэдров перекристаллизации 10 мм. В мелкозернистом полиминеральном агрегате величина полиэдров перекристаллизации определяется расстоянием между зернами разных минералов. Например, в яшме, рассеченной кварцевой жилой, после пластических деформаций может происходить перекристаллизация при достижении энергии активации. Объект выглядит так: в мономинеральной кварцевой жиле кварц перекристаллизован (гранулирован) до предельной величины полиэдров, а в яшме величина полиэдров ограничена небольшим расстоянием между зернами других минералов (гематита, эпидота, граната, пирита, хлорита и других). В яшме зерна кварца не могут быть крупнее в соответствии с «законом минимальной протяженности границ» [Попов, 1984], поскольку обогнуть зерно другого минерала – означает увеличить длину границы. Таким образом, перекристаллизацию кварца в яшме останавливают многочисленные мелкие зерна других минералов. Таким же образом *можно остановить перекристаллизацию в металлах* техногенных объектов в необходимых случаях.

Термин **«собирательная перекристаллизация»** относится к вымышленному явлению, которое якобы может происходить в полиминеральных агрегатах путем собирания мелких рассеянных зерен каких-либо минералов в крупные зерна. Для собирания мелких зерен минералов в крупные в агрегате плотно соприкасающихся индивидов других минералов необходимо часть зерен растворять, переносить

их вещество к другим зернам, которые должны расти. Последние находятся в плотном окружении других минералов, и для их роста необходимо растворить окружающие минералы, а вещество направить в противоположную сторону на место растворяющихся мелких зерен. Если бы такой процесс происходил, его можно было бы назвать «собирательным переотложением». В действительности нет ни одной работы, где с помощью морфологических признаков было бы показано собирание разобценных зерен минералов в агрегатах соприкасающихся индивидов. Нет и экспериментальных подтверждений, несмотря на многочисленные попытки. Поэтому *термин «собирательная перекристаллизация» надо считать излишним.*

Таким образом, в минеральных объектах устанавливаются два явления – кристаллизация и перекристаллизация, имеющие собственные наборы морфологических признаков, по которым их можно отличать. Термин «переотложение» по морфологическим признакам соответствует отложению (кристаллизации) и для природных объектов излишен, поскольку все минеральные тела можно считать многократно переотложенными; дополнительной информации термин не несет. Термин «собирательная перекристаллизация» относится к вымышленному явлению, не получившему подтверждения.

#### Литература

- Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов // ЗВМО. 1956. Ч. 85. № 2. С. 147–170.  
Краснова Н. И., Петров Т. Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб: Невский курьер, 1997. 228 с.  
Попов В. А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 191 с.

**О. В. Снегирев**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
snegirev@sniiggims.ru*

#### **Моделирование поведения гранатов пиропового ряда из кимберлитов в латеритной коре выветривания (научный руководитель В. П. Афанасьев)**

Латеритный тип выветривания, развивающийся в тропическом климате – наиболее мощный и агрессивный в отношении всех горных пород и минералов. Он является одним из актуальных типов выветривания для поисковой минералогии алмаза, поскольку значительно отражается на морфологии индикаторных минералов кимберлита (ИМК).

ИМК обладают очень разной устойчивостью в условиях латеритного корообразования, что установлено при изучении древних россыпей и кор выветривания на кимберлитах Якутии [Афанасьев и др., 2001]. Пироп, как достаточно сильно, характерно изменяющийся и одновременно достаточно устойчивый, чтобы частично сохраняться в латеритных корах выветривания (ЛКВ) и продуктах их переотложения, является одним из основных ИМК, по которому изучаются процессы древнего гипер-

генеза. Однако не только минеральные виды различаются по гипергенной устойчивости, но и минеральные индивиды одного вида имеют разную устойчивость. Еще в 70-е гг. прошлого века установлено, что в ореолах, прошедших в своей истории ЛКВ, увеличивается относительная доля фиолетовых пиропов и уменьшается доля оранжевых и красных в сравнении с коренными источниками [Афанасьев и др., 1984]. В ряду «оранжевые – красные – фиолетовые» существенно повышается содержание хрома, тогда как остальные элементы меняются менее значительно и закономерно.

Различия гипергенной устойчивости пиропов в зависимости от химического состава обуславливают закономерные изменения состава ассоциаций пиропов в ореолах рассеяния ИМК [Афанасьев и др., 1984]. Этот факт очень важен для поисковой минералогии алмаза, так как в связи с повышением средней хромистости ассоциаций пиропов повышается и количество пиропов алмазной ассоциации [Соболев, 1971].

Таким образом, при формировании ЛКВ вследствие химической неустойчивости пиропов меняются: 1 – морфология отдельных зерен с формированием характерного рельефа гипергенной коррозии; 2 – состав ассоциации пиропов в сторону повышения относительного количества хромистых разновидностей.

В. П. Афанасьевым в 70-е гг. прошлого века проведены эксперименты по растворению пиропов в разных средах с целью получить скульптуры, аналогичные природным. В качестве травителя были испробованы разные минеральные кислоты, их смеси, а также щелочи. Выяснилось, что только в плавиковой кислоте пиропы растворяются в пределах разумных интервалов времени и дают скульптуры, очень схожие с природными. Плавиковую кислоту для выявления дефектов структуры пиропов из норвежских перидотитов использовал Х. Карстенс и получил скульптуры, аналогичные скульптурам гранатов из кор выветривания [Carstens, 1969]. Были проведены также эксперименты по определению относительной химической устойчивости в плавиковой кислоте разных цветовых групп пиропов: оранжевые пиропы растворялись значительно быстрее фиолетовых [Афанасьев и др., 1984]. Однако прежние эксперименты проводились на качественном уровне, без детального изучения морфологии протравленных поверхностей и определения химического состава травящихся пиропов.

*Цель работы:* изучение гипергенного изменения пиропов в условиях, моделирующих кору выветривания. *Основные задачи:* 1. Получение скульптур, подобных природным и характерных для ЛКВ; 2. Определение скорости потери веса зерен разного состава.

Принцип подобия является одним из основных, на котором основываются эксперименты, и определяется их успешность. Помимо морфологических изменений пиропов в ЛКВ известны их изменения в условиях диагенеза, метасоматоза на контакте с интрузиями дифференцированных траппов, а также в условиях горообразования [Афанасьев и др., 2001]. Однако, в этих геологических обстановках морфология пиропов иная, совершенно не похожая на морфологию пиропов из ЛКВ. Следовательно, морфология пиропов является характеристической и отражает соответствующие геологические обстановки. И если в плавиковой кислоте достаточно точно моделируются природные скульптуры, характерные для пиропов из ЛКВ, то она по характеру своего воздействия на пиропы, в известной степени, аналогична природным агентам выветривания, которыми являются главным образом органические кислоты и угольная кислота. Это связано с тем, что плавиковая кислота, как и органические кислоты, обладает комплексобразующими свойствами.

*Методика исследований.* Для эксперимента под бинокляром были отобраны 40 зерен гранатов без трещин и включений, представляющие полную гамму цветов от оранжевого до фиолетового, из кимберлитовых трубок Якутии – Айхал, Удачная и Заполярная. В начале эксперимента зернам были присвоены номера в соответствии с изменением их цвета от оранжевого к фиолетовому: с 1 по 40. Выстраивание по цвету происходило в водной среде, чтобы избавиться от посторонних оптических дефектов. После проведения химического анализа, последовательность номеров была изменена в соответствии с увеличением в зернах концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Морфология гранатов изучена под бинокляром и при помощи электронного микроскопа Leo 1430 VP.

Травление зерен гранатов проводилось в 10 % растворе плавиковой кислоты. При растворении гранатов фториды Fe и Si переходят в раствор, а фториды Mg, Ca и Al нерастворимы и накапливаются на поверхности зерен, замедляя темпы растворения. После извлечения зерен из кислоты и высушивания, корка фторидов на их поверхности становилась белой и совершенно непрозрачной, препятствуя изучению морфологии зерен под микроскопом. После извлечения зерен из кислоты иголкой нарушалась целостность оболочки, и зерна помещались в ультразвуковую ванну на 15 минут. За это время большая часть вторичных продуктов удалялась с поверхности зерна, делая ее доступной для изучения.

В ходе эксперимента зерна регулярно извлекались из кислоты, для того чтобы изучить изменение морфологии и произвести взвешивание. Общее время травления составило 46 суток, после чего химический состав гранатов был определен на микроанализаторе Jeol-8100.

*Результаты исследования.* По содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  было выделено 4 группы гранатов. Среднее содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  для I–IV группы составило соответственно 0,4, 2,6, 4,1 и 5,9 мас. %. По данным взвешивания зерен пиропов построены графики потери веса для всех групп. Исходный вес зерен принят за 100 %. При сравнении средних значений для каждой группы зерна с самым низким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и наиболее светлой окраской имеют самые высокие темпы растворения (рис. 1). На 6 этапе взвешивания разница в средней потере веса между крайними группами составила 14 %. Имеется строгая зависимость между весом и скоростью травления. Скорость растворения гранатов прямо коррелирует с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и обратно – с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что обусловлено изоморфными связями данных элементов. Темпы растворения отрицательно коррелируют с содержанием  $\text{TiO}_2$ .

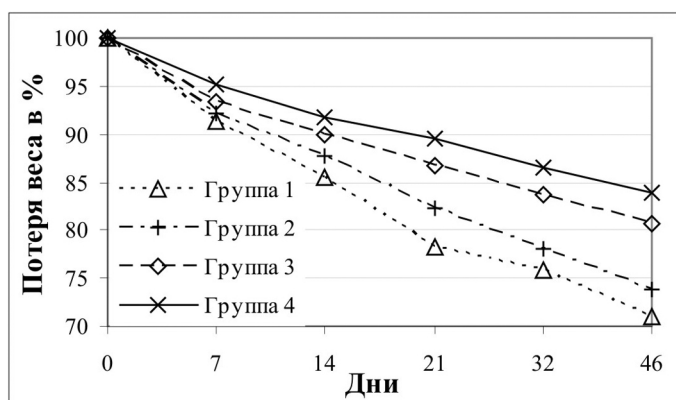


Рис. 1. График потери веса зерен гранатов, среднее значение по группам.

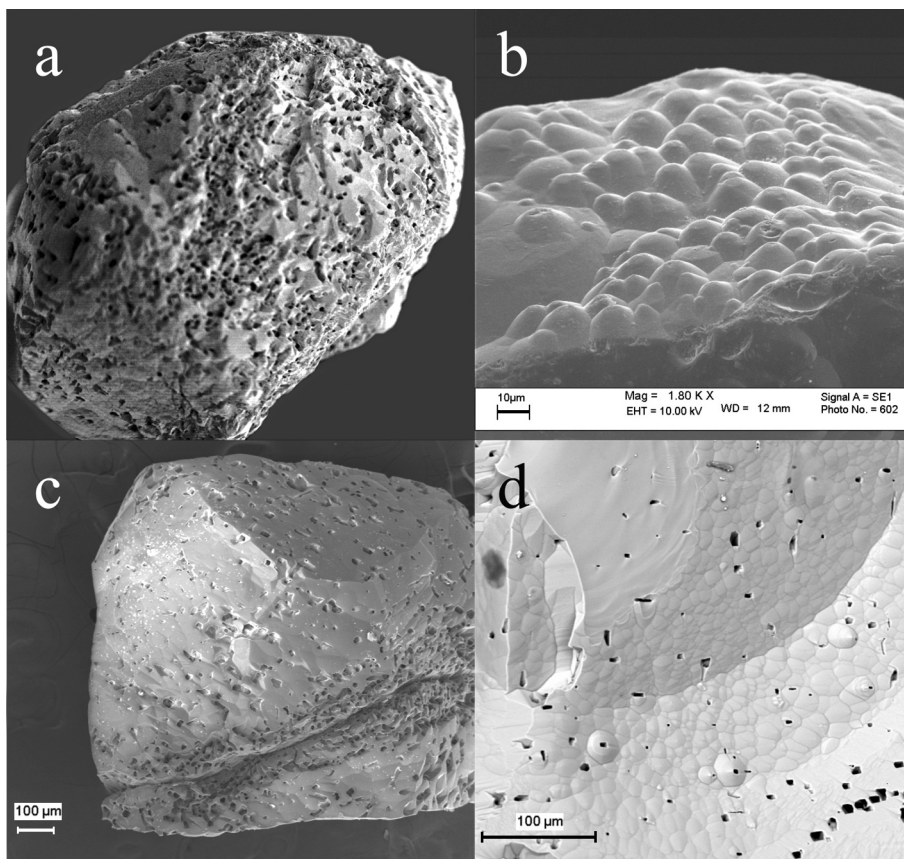


Рис. 2. Морфологии гранатов, образовавшиеся в ходе эксперимента, и их природные аналоги: а) зерно граната с признаками растворения в ЛКВ (Якутия); б) поверхность граната из россыпей Канады [Афанасьев и др., 2001]; в) зерно № 9 после 32 дней травления, поверхность изобилует многочисленными каналами травления; д) зерно № 19 после 32 дней травления имеет многочисленные закономерно ориентированные выступы, аналогичные каплевидному рельефу на пиропсах из ореолов рассеяния.

На рисунке 2а и б показаны пиропы из древних осадочных коллекторов Сибирской платформы и Канады. Экспериментально полученные скульптуры растворения (рис. 2с и д) аналогичны природным, следовательно, выполнен принцип подобия.

Выходы дислокаций на поверхности кристаллов служат предпочтительным местом для адсорбции полярных молекул растворителя, потому в первую очередь растворяются дислокации с формированием каналов травления. Важную роль в процессе гипергенного выветривания играет коррозионное растрескивание, связанное с эффектом адсорбционного понижения прочности и идущее параллельно с растворением. Коррозионное растрескивание широко проявлено в гипергенных условиях в связи с высокими поверхностно-активными свойствами органических веществ. Коррозионное растрескивание осуществляется и в плавиковой кислоте. По этой причине некоторые зерна в процессе эксперимента раскололись на несколько частей и



были сняты с дальнейшего эксперимента. В этом также наблюдается подобие эксперимента с природными процессами.

Влияние дефектности на темпы растворения пиропов в эксперименте не изучалось. Однако ранее было показано, что травление равновеликих кубоидов (устойчивых форм растворения практически без значительного количества дислокаций) оранжевого и фиолетового цвета подтвердило значительно более высокие темпы растворения оранжевого граната в сравнении с фиолетовым [Афанасьев и др., 1984]. Следовательно, независимо от степени дефектности хромистые пиропы более устойчивы, чем малохромистые.

Таким образом, эксперимент позволил выполнить обе поставленные задачи: 1. На пиропках получены скульптуры растворения, аналогичные природным; 2. Контроль потери веса в процессе травления и определение состава зерен пиропов подтвердили, что пиропы с высоким содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  более устойчивы. Результаты эксперимента по определению скорости травления пиропов разного состава полностью согласуются с результатами исследований ассоциаций пиропов из кимберлитовых тел и их ореолов [Афанасьев и др., 1984]. Изменение состава выветрелых ассоциаций пиропов в сравнении с невыветрелыми имеет закономерный характер и связано именно с различной химической устойчивостью пиропов в зависимости от содержания хрома.

### Литература

- Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск, 2001. 273 с.
- Афанасьев В. П., Соболев Н. В., Харьков А. Д.* Эволюция химизма ассоциации пиропов в древних ореолах рассеяния кимберлитовых тел // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 137–141.
- Соболев Н. В.* О минералогических критериях алмазности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70–80.
- Carstens H.* Dislocation structures in pyropes from Norwegian and Czech garnet peridotites // Contribs. Mineral. Petrol., 1969. Vol. 24. № 4. P. 348–353.

**Э. К. Галимуллина<sup>1</sup>, Р. Р. Хусаинов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – Татарское геологоразведочное управление, г. Казань  
*miks343@yandex.ru*

<sup>2</sup> – Казанский государственный университет, г. Казань  
*rafael.khousainov@gmail.com*

### **Рудные минералы как индикаторы метаморфизма пород кристаллического фундамента Татарского свода (научный руководитель Р. Р. Хасанов)**

В настоящее время на территории Татарстана, входящей в Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию, пробурено большое количество глубоких скважин вскрывших кристаллическое основание на глубину до 5–6 км. Кристаллический фундамент Татарского свода архей-протерозойского возраста имеет крайне сложное

геологическое строение [Кристаллический..., 1996; Ситдииков и др., 1980]. В современной структуре кристаллического фундамента можно выделить комплексы пород, связанные с древними геодинамическими обстановками гранито-гнейсовых ядер и зеленокаменных поясов. В их пределах различаются формации первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения, объединенные, соответственно, в отрадненскую и большечеремшанскую серии.

Рассеянная рудная минерализация является существенной частью пород кристаллического фундамента Татарского свода и представлена преимущественно оксидами и сульфидами железа и некоторых других элементов (Ti, Cu и др.) [Хасанов, 1991]. Среди них наиболее распространенными являются магнетит, ильменит, пирротин, халькопирит и пирит.

В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического исследования метаморфических пород различных геодинамических обстановок, вскрытых параметрическими скважинами 2010 и 34. Скважина 2010 вскрыла кристаллический фундамент в купольной части Южно-Татарского свода (гранито-гнейсовый купол), а скважина 34 пробурена в пределах Мелекесской впадины (зеленокаменный пояс).

Скважиной 2010 в интервале глубин 1630–2050 м вскрыты гранулиты-гнейсы эндробит-чарнокитового ряда, относящиеся к отрадненской серии. Породы представлены в разной степени мигматизированными биотит-, амфибол-, пироксеносодержащими плагиогнейсами, реже гнейсами и редко кристаллосланцами. По разрезу кристаллического фундамента четко обособляются кора выветривания фундамента и комплекс неизменных гипергенными процессами пород.

В коре выветривания измененных низкотемпературными процессами биотит-пироксеновых плагиогнейсов рудная минерализация очень бедная. Из первичных метаморфогенных минералов встречается магнетит в виде единичных изометричных зерен размером менее 1 мм. Кроме этого, вторичный магнетит очень редко встречается в виде мелких крапинок (менее 0.01 мм) в чешуйках биотита. Наиболее часто в породе развит пирит, который образует мелкие (0.1 мм и менее) изометричные зерна кубического габитуса. С пиритом ассоциирует халькопирит.

В неизменных плагиогнейсах и гнейсах рудная вкрапленность представлена преимущественно зернами магнетита, пирита и халькопирита различных генераций. Акцессорный магнетит встречается в виде идиоморфных и гипидиоморфных, преимущественно октаэдрических кристаллов размером от сотых долей миллиметра до 0.1 мм среди салических минералов, но в тесной ассоциации с пироксеном.

Пирит образует тонкую вкрапленность размерностью от субмикроскопической до первых миллиметров, состоящую из изометричных аллотриоморфных и гипидиоморфных (кубического габитуса) зерен в виде неправильных, удлиненных по полосчатости породы, выделений и агрегатов. Пирит чаще наблюдается среди салических минералов и в сростаниях с биотитом. Некоторые его зерна содержат эмульсионные включения халькопирита и находятся в оболочке новообразованного магнетита. Халькопирит отмечен также в виде скоплений мельчайших (0.01 мм и менее) неправильных, иногда гипидиоморфных выделений среди салических минералов. Вторичная рудная минерализация представлена мельчайшими (< 0.01 мм) изометричными неправильной формы или пластинчатыми выделениями магнетита и пирита в биотите.

В плагиогнейсах и гнейсах описываемой толщи типоморфным рудным минералом является магнетит 1-ой генерации. Породы содержат также унаследованный халькопирит, ассоциирующий с пиритовой вкрапленностью, возможно образованной

за счет замещения первичного пирротина. Образование других генераций рудных минералов связано с диафорезом и наложенной гидротермальной проработкой.

Скважиной 34 в интервале глубин 2192–2500 м вскрыта толща гранитоидных пород с преобладанием биотит-, амфибол- и пироксенсодержащих разностей и убогой рудной минерализацией. В разрезе выделяется 3 основные пачки пород, различающихся по составу рудной минерализации.

В кровле кристаллического фундамента (интервал 2192.0–2196.0 м) залегают измененные породы коры выветривания. Рудная минерализация представлена, в основном, тонкой вкрапленностью зерен пирита различной формы (от аллотриоморфной до идиоморфной кубического габитуса и пластинчатых выделений) размерностью от сотых долей до 0.1 мм. В породах встречаются вторичные субмикроскопические пластинчатые выделения магнетита по спайности биотита и единичные зерна лейкоксена рутил-анатазового состава.

В интервале глубин 2196.0–2479.0 м залегают пачка мигматизированных, тонко- и толстополосчатых биотит-, амфибол-(реже пироксен)-содержащих, переслаивающихся плагиогнейсов и гнейсов. Рудная минерализация в породах пачки вкрапленная и представлена магнетитом, пиритом, реже – пирротинном и халькопиритом. Она подразделяется на две генетически различные ассоциации рудных минералов, отражающие различные этапы формирования и преобразования исследуемых пород.

Первичная минерализация представлена магнетитом 1-ой генерации, который образует аллотриоморфные и гипидиоморфные зерна. Он ассоциирует с темноцветными минералами, часто встречается среди салических минералов или в виде пластинчатых выделений по спайности и краям биотита. Магнетит также образует тонкую (сотые доли миллиметра) вкрапленность в пироксене.

Среди салических минералов и в амфиболе встречаются единичные изометричные выделения пирротина размером до 0.1–0.2 мм, иногда в сростании с мелкими гипидиоморфными кристаллами магнетита размером менее 0.1 мм.

Пирит также встречается в виде вкрапленности размерностью до 0.1–0.2 мм в салических минералах в ассоциации с биотитом. Иногда в виде включений и в сростании с ним встречается аллотриоморфный халькопирит, реже встречены его единичные изометричные гипидиоморфные кристаллы размером 0.01–0.02 мм среди салических минералов.

Магнетит 2-ой генерации представлен вторичными субмикроскопическими пластинчатыми выделениями по спайности биотита и в виде окантовок и пластинчатых выделений по краям и спайности других железо-магнезиальных силикатов. Пирит также образует сходные мельчайшие (менее 0.01 мм) изометричные неправильной формы или пластинчатые выделения в чешуйках биотита.

В нижней части разреза с глубины 2479.0 м (интервал 2474.0–2479.0 м; обр. 1740) вскрыты мелкозернистые пироксенсодержащие гранитогнейсы с биотитом и амфиболом с реликтовыми фанеритовыми структурами, несущие рудную минерализацию. Характерной ассоциацией (реликтовой, вероятно, унаследованной от первичных базитов) является ильменит-пирротин-халькопиритовая. Из рудных аксессуаров преобладает ильменит, который ассоциирует с пироксеном и пирротинном. Ильменит в породах встречается в виде скелетных кристаллов среди салических минералов, а также образует субмикроскопические выделения по спайности и краям зерен железо-магнезиальных силикатов в виде пластинчатых образований, каемок и мелких агрегатов гипидиоморфных кристаллов. В зернах

ильменита встречаются единичные эмульсионные включения пирротина изометричных и овальных очертаний (тысячные доли миллиметра). Ильменит встречается также в виде вытянутой по сланцеватости породы сыпи гипидиоморфных кристаллов размером тысячные доли миллиметра в хлорите. Часто ильменит замещается гематитом, который также образует каемки и пластинки в биотите и краям его зерен. Часть ильменита замещена лейкоксеном рутил-анатазового состава. Редко встречаются единичные изометричные аллотриоморфные зерна галенита среди калиевых минералов.

В виде тонкой вкрапленности размером от тысячных до сотых долей миллиметров в породах встречается магнетит. Он локализован в виде пластинчатых выделений по спайности и краям биотита. Наблюдаются также неправильные зерна пирита размерностью до 0.1 мм в сростании с мелкими изометричными выделениями пирротина.

В гнейсах и плагиогнейсах второй пачки типоморфным рудным минералом является магнетит 1-ой генерации. Для метабазитов третьей пачки характерна унаследованная ильменит-пирротин-халькопиритовая ассоциация. Обе ассоциации являются первичными для соответствующих пород. Образование других рудных минералов связано с диафорезом и поздней гидротермальной проработкой.

Связь рудной минерализации с составом вмещающих пород, а также ее зависимость от режима кислорода и серы позволяет использовать парагенезисы рудных минералов при реконструкции структурно-метаморфической эволюции фундамента и в целях расчленения метаморфических толщ.

Диафорезические преобразования в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций также характеризуются образованием наложенной минерализации, которая в зависимости от режима кислорода и серы может быть представлена либо окисной, либо сульфидной формами с широкими вариациями промежуточных типов [Хасанов, 1991]. Верхние ступени амфиболитовой фации характеризуются пирротин-халькопиритовой минерализацией. При понижении температуры происходит смена флюидного режима, и получают развитие пластинчатые магнетит и пирит, образующиеся по железомagneзиальным силикатам. Зеленосланцевая фация выражена хлоритизацией железомagneзиальных силикатов, при которой происходит образование пылевидного магнетита. В некоторых случаях происходит замещение метаморфогенного магнетита гематитом. Гидротермально-измененные породы выделяются в особый тип, характеризующийся специфическими низкотемпературными условиями образования. При этом первичные минералы полностью разлагаются, происходит образование тонкодисперсного гематита, лейкоксена или сульфидных минералов (пирита, пирротина и др.). В гидротермально-измененных породах выделяется гематит-лейкоксеновый (пирротин-пиритовый) тип минерализации.

Для дополнительной характеристики пород был произведен замер их магнитной восприимчивости. Породы кристаллического фундамента по магнитным свойствам крайне неоднородны. Даже в одинаковых по описанию породах магнитные свойства могут отличаться в десятки раз – от  $20 \cdot 10^{-5}$  до  $900 \cdot 10^{-5}$  и более ед. СИ. По результатам корреляционного и факторного анализа минералогических и магнитных данных установлено, что магнитная восприимчивость в большей степени коррелирует с содержанием амфиболов. Причину этой корреляции можно объяснить образованием основной массы магнетита (главного источника магнитных свойств пород) в результате выделения избыточного количества железа при преобразовании пироксенов в амфиболы в связи с развитием регрессивного метаморфизма.

Таким образом, рудные минералы являются индикаторами физико-химических условий образования и преобразования метаморфических пород и могут служить для их реконструкции.

### Литература

Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Под ред. *Р. Х. Муслимова, Т. А. Лапинской*. Казань, 1996. 487 с.

*Ситдиков Б. С., Низамутдинов А. Г., Полянин В. А.* Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: КГУ, 1980. 167 с.

*Хасанов Р. Р.* Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань, 1991. 24 с.

*А. В. Фауст, В. А. Душин, Е. В. Фролова, В. В. Курчавов*  
*Уральский государственный горный университет, г Екатеринбург*  
*Mefistofel-82@mail.ru*

### Гранитоидные массивы Маньхамбовского блока (Приполярный Урал)

Работы по выявлению продуктивности гранитоидного магматизма Приполярного Урала в зоне влияния проектируемой в рамках национального проекта «Урал Промышленный – Урал Полярный» железнодорожной магистрали Ивдель-Лабытнанги, на сегодняшний день являются одними из важных. Большой интерес вызывает Маньхамбовский блок, расположенный в южной части Ляпинской структурно-формационной зоны, с его комплексным уран-редкометальным оруденением. Полевые и камеральные работы 2007–2009 гг. Северной научно-исследовательской экспедицией в пределах блока был собран богатый фактический материал и произведен анализ фондовой и опубликованной литературы, что позволило дать качественную характеристику магматическим образованиям данной территории.

Исследованиями в области геологии и металлогении Маньхамбовской структуры в разные годы занимались многочисленные исследователи, начиная с А. Н. Алешкова (1937) и Н. А. Сирина (1941). Следует также отметить М. Б. Фишмана, Б. А. Голдина, Е. П. Калинина, С. С. Щербина (1963–1970), В. Н. Малашевского (1970), В. С. Митюшова (1971), Г. И. Севастьянова (1974). Этими же вопросами при геологосъемочных и тематических работах занимались Л. Т. Белякова, В. А. Душин (1984–1987), А. В. Калиновский (1989–90) и др. [Душин, Фауст, 2008].

Наибольший интерес в пределах Маньхамбовского блока вызывают два гранитных магматических комплекса: маньхамбовский гранитный плутонический ( $\gamma\text{RF}_2\text{m}$ ) и потемьюский адамеллит-гранитный ( $\gamma\text{V-C}_{1pt}$ ) вулканоплутонический, представленные крупнейшими интрузивными массивами маньхамбовским и ильязским соответственно (табл.). Массивы приурочены к сводовой части положительной интерференционной складчатой структуры. Анализ геолого-геофизической информации показал, что это наиболее приподнятые в складчатой системе доуралид фрагменты

Т а б л и ц а

**Петрографическая и петрофизическая характеристика  
гранитоидов маньхамбовского блока**

	Маньхамбовский комплекс	Потемьюский комплекс
Порода	Граниты	Граниты
Цвет	Серый, розовато-серый, розовый	Розово-серый
Текстура	Массивная, гнейсовидная	Массивная
Структура	Крупно-среднезернистая, мелкозернистая	Среднезернистая, мелкозернистая
Микро-структура	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая	Поликристаллическая, равномернотзернистая, гипидиоморфнозернистая
Минеральный состав	Q (20–35 %), КПШ (Mi-p (30–45 %), реже Or около 5 %, Pl (альбит, реже олигоклаз) (10–25%), Bt (1–5 %), Mu (1–3 %), Cl до 2 %, Src (2–10 %), Ep до 5 %	Q (30–35 %), Pl (23–27 %), КПШ (Mi-p) (27–33 %), Bt (8–3 %), Mu (6–9 %), Cl, Ep, Src менее 2 %
Пересчет методом CIPW	Q (31–45 %), Or (18–25 %), Ab (20–31 %), An (5–8 %), Hy (0.3–2 %), Di (1–3 %), Sp (0.01–0.07 %), Ac (2–5 %), Wo (3 %)	Q (41–44 %), Or (20–23 %), Ab (20–23 %), An (5–9 %), Hy (2–3 %), Di, Sp (1 %)
Акцессорные минералы	Апатит, турмалин, титанит, циркон, ортит, гранат, пирит, магнетит, ильменит, аурикулярит, в прожилках установлены кварц и флюорит, ураноторит	Сфен, корунд, апатит, циркон, магнетит, гематит и ильменит, ортит, пирит, лимонит, флюорит, рутил и единичные зерна карбонатов меди зеленого и синего цветов
Петрофизические характеристики	Плотность 2.56–2.69 г/см <sup>3</sup> Гамма активность 35–46 мкР/час, Магнитная восприимчивость 200–600·10 <sup>-5</sup> СИ	Плотность 2.58 г/см <sup>3</sup> , Гамма активность 35–38 мкР/Час Магнитная восприимчивость 30–40·10 <sup>-5</sup> СИ

Примечание. Ab – альбит, Ac – акмит, An – анортит, Bt – биотит, Cl – хлорит, Di – диопсид, Ep – эпидот, Hy – гиперстен, Q – кварц, Mi-p – микроклин-пертит, Mu – мусковит, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Sp – сподумен, Src – серицит, Wo – волластонит.

земной коры, характеризующиеся низкими значениями гравитационного и отрицательными магнитного полей [Душин, Фауст, 2008].

Породы обоих комплексов являются субщелочными лейкогранитами, реже лейкогранитами и гранитами. Принадлежат к калиево-натровому типу, по содержанию K<sub>2</sub>O их можно отнести к высококалиевым, за исключением крупнозернистых разновидностей маньхамбовского массива, являющимися умереннокалиевыми.

По классификации Чаппела и Уайта гранитоиды Маньхамбо отнесены к гранитам А-типа. По сравнению со средними составами А-гранитов Урала [Махлаев, 1996; Удоратина, 2006], в изучаемых гранитоидах наблюдаются повышенные содержания SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, V, Ni, Cu, Ba и пониженные FeO, Sc, Zn, Sr, Ce, Pb, Th, U. Граниты потемьюского комплекса типичны для I-типа. Для них характерна обогащенность легкими РЗЭ по отношению к тяжелым, и это, как правило, высококалие-

вые породы [Кузнецов и др., 2005]. Индекс насыщенности алюминием ASI [Интерпретация..., 2001] потемьюских гранитов колеблется от 0.95 до 1.00 и попадает в поле гранитов I-типа (ASI – 0.69–1.10). Оба типа образовались в условиях мощной континентальной коры и имеют повышенную щелочность. Данные выводы согласуются с работами сотрудников ИГ Коми НЦ РАН и ГИН РАН О. В. Удоратиной, Н. Б. Кузнецова, А. А. Соболевой и др.

Геохимический спектр пород своеобразный (рис. а). Для обоих комплексов характерны надкларковые концентрации Nb, Pd, Cd, Te, Hf, Re, Os, Ir, Pt, Au, Bi. Кларком концентрации > 1 также отмечены: в Маньхамбовском массиве – Ga, Ag, Sn, I, Bi, а в Ильяизском – Rb, Pb, Th, U. Обращает на себя внимание сквозная специализация неизмененных гранитов на золото и платиноиды. Это отражается в промышленных концентрациях благородных металлов (8–10 г/т) в цементе рудоносных конгломератов хобеинской свиты (RF<sub>2-3hb</sub>) Щербинского рудопроявления, расположенного

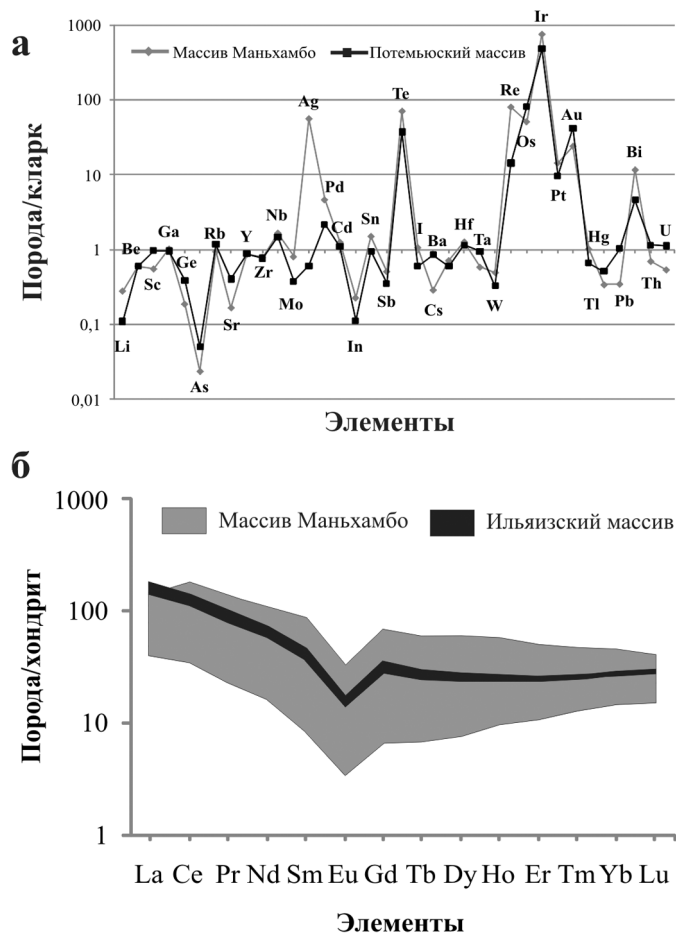


Рис. Спайдер-диаграммы гранитов: а) нормированные к кларку гранитов [Овчинников, 1990], б) распределение РЗЭ, нормированных к хондриту. ICP-MS лаборатория ИГиГ УрО РАН, аналитик Ю. Л. Ронкин.

в зоне маньхамбовского структурно-стратиграфического несогласия, контролируемого Кулемшорско-Маньхамбовской активизированной шовной зоной [Душин и др., 2009].

Анализируя график РЗЭ, нормированных к составу хондрита (рис. б), можно сказать, что гранитоиды обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых и имеют V-образную форму с Eu минимумом, предположительно отражающим вынос полевых шпатов из расплава при фракционировании [Костицин, 2000]. Средние значения отношений в гранитах составляют: 4.7 (Rb/Sr) и 0.22 (Sm/Nd).

На диаграмме главных радиохимических типов гранитов [Смыслов и др., 1975] фигуративные точки обоих комплексов легли в поля повышено радиоактивных гранитов (при ясно выраженном недостатке U, Th/U = 6–10) и нормально радиоактивных гранитов с близким к кларку содержанием U и Th, Th/U = 2.5–4.5.

С целью определения геодинамических обстановок формирования гранитоидов в породах были изучены соотношения Fe/Te+Mg–SiO<sub>2</sub>; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>; K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub>; Rb–(Y+Nb) и Nb–Y; Rb–Hf–Ta. Установлено, что породы массива Маньхамбо формировались в посторогенных и внутриплитных обстановках, а граниты Ильяизского массива имеют орогеническую окраинно-континентальную природу.

Анализ информации, изложенной выше, позволяет сделать вывод о возможности парагенетической (генетической) связи Ильяизского массива гранитоидов (526 млн лет, U-Pb, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Ю. Л. Ронкин) с более древними (1390 млн лет, U-Pb) гранитами Маньхамбовского массива [Душин и др., 2009].

Высокая интенсивность  $\gamma$ -поля в экзо-эндоконтактных частях Маньхамбовского массива позволяет рассматривать его обрамление как комплексный высокоперспективный объект стратиформного типа, что обосновывается наличием группы U-Th-TR с Au и МПГ разномасштабных рудопроявлений (Щербинское, Турман, Ук-ю, Южное и т.д.), локализованных по периферии массива в полосе протяженностью около 60 км, реальные перспективы которых оцениваются весьма высоко [Душин и др., 2009]. С потемьюским комплексом генетически связаны рудопроявления, расположенные за границей блока и относящиеся к редкометальной альбититовой формации (Прощальное и др.), а также несколько объектов, отнесенных В. А. Душиным к молибден-порфировой грейзеновой формации (Холодное и др.).

## Литература

Душин В. А., Фауст А. В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока // Региональная геология и металлогения. 2008. № 38. С. 25–33.

Душин В. А., Фауст А. В., Кузнецов Д. В., Курчавов В. В. Магматизм и минерагения южной части Ляпинского Урала // Мат. IX междунар. конф. «Новые идеи в науках о земле». М., 2009. С. 309.

Душин В. А., Фауст А. В., Чурсин А. В. Геотектоническая позиция Маньхамбовского перспективного урановорудного района (Приполярный Урал) // Сб. тр. второго междунар. симп. «Уран: ресурсы и производство». Москва, 2008. М.: ВИМС, 2009. С. 146–153.

Интерпретация геохимических данных: Учеб. Пособие / Под ред. Е. В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Костицин Ю. А. Накопление редких элементов в гранитах (окончание) // Природа. 2000. № 2. С. 26–38.

Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоротина О. В. и др. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралит-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.



*Махлаев Л. В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 160 с.

*Овчинников Л. Н.* Примерная геохимия. М.: Недра, 1990. 348 с.

*Смыслов А. А., Титов В. К., Шор Г. М.* Принципы радиогеохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 204–208.

*Удоротина О. В.* Геохимическая характеристика гранитоидов Маньхэмбо (Северный Урал) // Геология и минеральные ресурсы республики Коми. Сыктывкар, 2006.

***Л. Я. Кабанова, И. Е. Архиреев***

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

### **Метасоматиты и метасоматическая зональность нефритовых проявлений Академического месторождения (Южный Урал)**

Месторождение Академическое расположено в северной части Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны и приурочено к Главному Уральскому глубинному разлому. Оно связано с ореолами глубокой переработки приконтактных зон ультрабазитов сакмарского комплекса с породами карамалыташской и улугауской свит и субвулканическими телами различного состава. В пределах месторождения найдено порядка 35 тел нефрита, из них выделены 3 наиболее крупных проявления – Факультетское, Студенческое и Придорожное. В 1.5 км северо-восточнее Академического месторождения находится проявление Коттеджное [Масленников и др., 2004].

Большая часть проявлений нефрита на исследуемой территории приурочена к контакту гипербазитов и прорывающих их субвулканических пород среднего и кислого составов, реже они встречаются на контактах гипербазитов с мраморами и углистыми сланцами или внутри гипербазитов без видимой связи с другими породами. Нефритовые тела имеют форму линзовидных жил, отдельных блоков и плитообразных тел мощностью от 0.2–1.0 до 1.5–2.5 м, протяженностью от 1.5–0.8 до 5.0–30 м.

Субвулканические породы отмечаются в пределах меридиональной зоны рассланцованных, будинированных серпентинизированных дунитов и перидотитов и прослеживаются на протяжении около 10–15 км. Они представлены многочисленными телами мощностью от 2–3 до 10–12 м, протяженностью от 15–20 до 100–150 м. Наиболее мощные тела в центральных частях хорошо раскристаллизованы, сложены порфиroidными или равномернозернистыми мелко-, среднезернистыми диоритами, реже гранодиоритами или сиенитами. В экзоконтактах субвулканических тел отчетливо проявлена метасоматическая зональность. Нефриты являются закономерной составляющей этой зональности [Архиреев, 2007]. На разных участках зоны различаются количественно-минералогическим составом и мощностью.

В пределах *Студенческого проявления* установлена зональность во внешней приконтактной зоне субвулканических риодацитов в лизардитовых, антигорит-лизардитовых серпентинитах. В направлении от риодацитов к ультрамафитам развиты следующие зоны: альбититовая, альбит-тремолитовая, гранат-тремолитовая, тремолит-цоизитовая, тремолитовая (нефрит), тремолитизированных серпентинитов.

*Альбититовая зона* мощностью 0.2–1.0 м состоит из альбита (70 %), ортоклаза (7–10 %), кварца (15 %), цоизита и эпидота (5 %). Альбитит – пятнистая порода светло-серого облика с зеленоватым оттенком – является типичной породой зоны. Микроскопически она характеризуется порфиробластовой и микропйкилобластовой структурой основной массы. Порфиробласты представлены альбитом таблитчатой, призматической и удлиненно-призматической формы размером 0.1–3 мм с четкими полисинтетическими двойниками. Встречаются антипертиты. В подчиненном количестве отмечается ортоклаз, иногда с пертитами, который образует таблитчатые зерна размером < 0.5 мм. Кварц наблюдается в основной массе, характеризуется неправильной «лапчатой» формой, нередко образует сростки с хлоритом. Цоизит и пумпеллиит образуют мелкие зерна и землистые массы. Для зоны характерно значительное количество маломощных кварцевых жилков мощностью 5–10 см, пятна и линзочки альбит-хлоритового состава. Местами количество тремолита и альбита значительно сокращается, увеличивается содержание цоизита (35–40 %), хлорита (15–20 %), появляется опал (около 5 %). Порода приобретает серый оттенок и неравномернозернистую структуру. Также в пределах этой зоны встречаются отдельные участки, где наряду с альбитом и тремолитом развивается скаполит, пренит и цеолиты.

*Альбит-тремолитовая зона* мощностью 0.5–1.2 м выделена по преобладанию в породах тремолита. Альбит и кварц находятся в явном подчинении, остальные минералы – примесные и составляют < 5 % объема зоны. Метасоматиты альбит-тремолитового или тремолит-цоизитового состава серого цвета с пятнистой и прожилково-пятнистой текстурой характеризуются порфиробластовой или нематогранобластовой структурой основной ткани. Содержание альбита колеблется в пределах 15–20 %, цоизита – 20–40 %, тремолита – 50–10 %, хлорита – 0–20 %. В некоторых разновидностях появляется скаполит, пренит, пумпеллиит. Выделяются цоизит-хлорит-тремолитовые, тремолит-цоизит-хлоритовые и тремолит-цоизитовые породы.

*Гранат-тремолитовая зона* характеризуется появлением граната (около 30–35 % объема зоны). Типичная порода зоны – гранат-тремолитовый родингит светлого, буровато- или серовато-зеленого цвета с неоднородным сложением и окраской, выраженными в неясно-пятнистой, прожилковой или прожилково-пятнистой текстуре. Основным минералом – тремолитом, наблюдается в виде удлиненных, листоватых, удлиненно-пластинчатых зерен размером 0.01–0.1 мм, образующих сращения сноповидной, розетковидной формы длиной 1–6 мм. Гранат – гроссуляр составляет 5–40 % объема породы. Размер кристаллов от 0.01–0.1 до 0.5–1.0 мм. Наблюдаются две разновидности гроссуляра, которые различаются окраской и показателями преломления: буроватый, медово-желтый (п.п. 1.738–1.749) размером 0.1–0.5 мм, реже до 1.0 мм, и серый (п.п. 1.730–1.738) размером < 0.01 мм. Иногда отмечаются скопления мелких кристалликов граната, к которым иногда приурочены удлиненные кристаллы везувиана (размером 0.05–0.2 мм), шпинель бурого, оранжево-бурого цвета, чешуйки хлорита и неправильной формы зерна магнетита.

*Тремолит-цоизитовая зона.* Цоизит-хлорит-тремолитовый метасоматит представлен светло-серой пятнистой породой с игольчатыми выделениями хлорита темно-серого, почти черного цвета. Микроскопически порода характеризуется фибронематобластовой структурой. Преобладающий минерал – цоизит (около 50 % объема породы). Характерна ассоциация тремолита с тальком. Местами в породе наряду с цоизитом встречаются короткопризматические зерна везувиана. Везувиан

в шлифе бесцветный, иногда желтоватый, двупреломление очень низкое, практически изотропен. Отдельные зерна имеют аномальную интерференционную окраску, которая иногда распределяется зонально или пятнами. Часто цоизит встречается в ассоциации с клиноцоизитом и хлоритом. В небольшом количестве в породе встречаются пумпеллиит, чешуйки бесцветного мусковита и небольшие скопления лейкоксона. Тремолит-хлорит-цоизитовая разновидность – светлая, светло-серая с зеленоватым или желтоватым оттенком порода с пятнистой текстурой, отличается преобладанием цоизита (40 %) над тремолитом (25 %) и значительным содержанием количества хлорита (35 %).

*Тремолитовая зона* наблюдается в зальбандах самого нефритового тела. Переход от цоизитовой зоны к тремолитовой постепенный, фиксируется увеличением содержания тремолита. Внешне породы меняют цвет от серого, серо-зеленого к светлому, почти белому с оливковым, зеленовато-оливковым оттенком. По петрографическим особенностям и минеральному составу – это тремолититы. Текстура пятнистая, реже прожилково-пятнистая, часто пятна выражены не отчетливо, имеют приглушенные «теневые» цвета, но более темные по сравнению с основным цветом породы. Микроскопически порода характеризуется порфиробластовой структурой и фибробластовым сложением основной ткани. Порфиробласты представлены пластинчатыми выделениями тремолита размером 1–5 мм, редко до 1 см. Тремолит наблюдается в виде волокнистых, шестоватых зерен, образующих местами войлокоподобный агрегат с микрофибробластовой структурой.

Со стороны ультрамафитов в тремолитите встречаются участки, сложенные антигоритом. Непосредственно вблизи измененных в разной степени перидотитов отмечается зона *тремолитизированных серпентинитов*, представленных осветленными породами с пятнистой или прожилково-пятнистой текстурой. Количество тремолита по мере приближения к наименее измененным серпентинитам уменьшается, породы приобретают более темную окраску.

В приконтактной зоне *Придорожного* проявления метасоматическая зональность наблюдается на экзоконтакте диорит-порфиритов с ультрамафитами со следующей сменой зон: 1) альбитизированные андезиты, диорит-порфириты; 2) альбититы, 3) тремолититы (нефрит), 4) тремолитизированные антигорит-лизардитовые серпентиниты.

В пределах *Факультетского* проявления широким распространением пользуются породы разнообразного состава, что обусловило возникновение метасоматической зональности различного типа. Все породы в разной степени изменены и в зонах наиболее интенсивной проработки превращены в метасоматиты. В случае дайковых пород кислого и среднего состава возникает тип метасоматической зональности с альбититами. Второй тип характерен для жил нефритов, приуроченных к контакту серпентинизированных перидотитов и даек габброидов и пироксенитов, часто преобразованных в амфибол-цоизитовые и гранат-хлоритовые породы. Наиболее широко распространены тремолититы и родингиты, часто встречаются габбровые родингиты, иногда отмечаются хлорититы. В целом, наблюдается следующая метасоматическая зональность: 1) метаморфизованное или родингитизированное габбро или пироксенит, 2) родингит, 3) амфибол-тремолит-актинолитовая порода, 4) тремолитит (нефрит), 5) тремолит-тальковая или тальковая порода, 6) антигоритовый серпентинит.

На *Коттеджном* проявлении метасоматическая зональность представлена отчетливо и несколько отличается по составу от вышеописанных метасоматитов,

даже в случае одинакового состава магматических пород. Выявлены два типа зональности. Первый тип: 1) альбитизированный роговообманковый диорит-порфирит, 2) альбитит с серицитом и хлоритом, 3) карбонат-тальковая порода с хлоритом и антигоритом, 4) нефрит талькосодеждающий и нефрит без талька, 5) антигорит-хризотилловый серпентинит. Второй тип зональности характеризуется отсутствием альбититовой зоны. Если субвулканическое тело сложено гранит-порфиром или мелкозернистым гранитом, альбититовая зона выражена наиболее отчетливо и имеет мощность от нескольких сантиметров до 0.5 м. Также отмечаются кварц-карбонатная и тремолит-антигоритовая зоны.

Метасоматическая зональность Академического месторождения нефритов отличается от зональности, описанной для нефритовых месторождений Сибири и Прибайкалья [Замалетдинов, Якшин, 1971; Колесник, 1965; Грудинин, Секерин, 1976; Секерин, 1979], прежде всего отсутствием диопсида в ряде метасоматических зон. Это связано с составом дайковых тел, среди которых преобладают тела среднего состава – андезиты, диориты и андезидациты.

Характер проявления тел в зонах интенсивной метасоматической проработки, их небольшая мощность, линзовидная форма, наличие метасоматической зональности и ассоциация разнотемпературных минералов указывают на несколько стадий формирования и преобразования нефритов. Серо-зеленая и серая окраска нефрита, волокнистый тремолит и присутствие минералов серпентиновой группы (антигорит, хризотил, лизардит) свидетельствуют о начальной стадии формирования нефритов. Зеленый с голубоватым оттенком цвет нефрита, разложение хромшпинелидов, ассоциация талька, серпентина, хлорита и карбоната подтверждают низкотемпературные условия образования. В среднетемпературную стадию возникают цоизит, призматический тремолит, кварц, тальк, пренит и альбит. Высокотемпературная стадия сопровождается образованием граната и везувиана.

### Литература

- Архиреев И. Е.* Минеральный состав нефритов Факультетского и Придорожного проявлений Миасского района (Южный Урал) // Минералогия Урала-2007. Миасс–Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 204–206.
- Грудинин М. И., Секерин А. П.* Прибайкальский нефрит // Природа. 1976. № 10. С. 106–108.
- Замалетдинов Р. С., Якшин И. С.* Геологические особенности и условия формирования Восточно-Саянских месторождений нефрита // Разведка и охрана недр. 1971. № 8. С. 15–17.
- Колесник Ю. Н.* Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1965. 242 с.
- Масленников В. В., Макагонов Е. П., Кабанова Л. Я. и др.* Нефриты зоны Главного Уральского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2004. Достижения на рубеже веков. Т. 1. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 157–162.
- Секерин А. П.* К вопросу об образовании нефритов // Известия АН СССР, сер. геол., 1979. № 9. С. 90–95.

**В. Ю. Семенов, А. О. Петухов**  
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ  
evg-kislov@ya.ru

**Петрографические особенности Ошурковского апатитового  
месторождения (Западное Забайкалье)**  
(научный руководитель Е. В. Кислов)

Ошурковский апатитоносный массив расположен в районе падей Ошуркова и Уточкина, в низовьях р. Селенга, на ее левом берегу в 0.8 км от основного русла, в 10 км к северо-западу от г. Улан-Удэ. К Ошурковскому массиву приурочено одноименное апатитовое месторождение. Геологию района изучали В. А. Обручев, А. Е. Ферсман, Н. П. Семенов, Б. А. Гаврусевич, М. М. Тетяев, П. И. Налетов, А. М. Бильтаев, Д. В. Ветров, Д. В. Трунев, Г. М. Яценко, М. П. Михайлов и другие исследователи. На возможную практическую ценность апатитосодержащих пород Ошурковского массива впервые было обращено внимание геологом Бурятского геологического управления Г. М. Яценко в 1962 г.

Геологией месторождения также занимались специалисты ГИН СО РАН [Андреев, 1968; Андреев и др., 1972; Кузнецов, 1980; Литвиновский и др., 1998; Занвилевич и др., 1999; Litvinovsky et al., 2002], Института геологии и геофизики СО АН СССР [Поляков и др., 1980; Кузнецова и др., 1996], ИГЕМ РАН [Тяжелов, 1986]. Необходимо отметить работы, посвященные гранитным пегматитам [Литвиновский и др., 2005] и карбонатитам [Никифоров и др., 2002; Рипп и др., 2000].

Монциты и монцодиориты, слагающие большую часть объема плутона, представляют собой темные среднезернистые, реже крупнозернистые массивные породы, местами с признаками полосчатости и трахитоидности. Они условно подразделены на меланократовые, мезократовые и лейкократовые. Все разновидности монцитов и монцодиоритов сложены одними минералами, количество и состав которых закономерно меняется от меланократовых к лейкократовым породам. Для монцодиоритов характерен парагенезис: богатый Ti паргасит или паргаситовая роговая обманка (Prg); авгит, вплоть до Na-авгита (Срх); обогащенный Ti биотит (Bi), тройной полевой шпат (Tfs); олигоклаз, содержащий до 25–30 % анортита и до 8 % ортоклазовой составляющей (Pl); калинатровый полевой шпат (Kfs), апатит (Ap), ильменит (Ilm), титаномагнетит (Mag) и сфен (Spn).

В меланократовых монцодиоритах ведущий фемический минерал – бурый паргасит, иногда переходящий в керсутит, который образует идиоморфные кристаллы. Более ранний авгит отмечается реже, количество его редко превышает 5–6 %. Биотит присутствует постоянно в виде красновато-бурых лейст, но доля его мала – около 2–3 %. Из силикатных минералов преобладают Tfs и Pl. Их точные количественные соотношения оценить сложно, поскольку оба минерала образуют как оптически однородные, так и полисинтетически сдвойникованные кристаллы; различия в составе обычно выявляются лишь в процессе микронзондового анализа. Плаггиолаз и Tfs наблюдаются в виде изометричных, реже – таблитчатых зерен с ровными ограничениями. Неправильные агрегаты Kfs отмечаются в небольшом количестве и тяготеют к интерстициям. Важной особенностью меланократовых монцодиоритов является обилие апатита, доля которого составляет 7–8 %, местами до 10 %. Апатит присутствует как в виде пойкилитовых включений в ранних Срх и Prg, так и в ассоциации с

поздними минералами, что указывает на широкий температурный интервал его кристаллизации.

В мезократовых монцодиоритах доля  $V_i$  по отношению к  $Prg$  возрастает, а в лейкократовых монцодиоритах содержания этих минералов примерно равны. Полевые шпаты в мезократовых монцодиоритах имеют те же характеристики, что и в меланократовых разновидностях, в лейкократовых преобладают криптопертитовый  $Tfs$ , сдвойникованный  $Pi$  и антипертитовый  $Kfs$ . Количество последнего заметно больше, чем в первых двух разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов неровные, извилистые, зазубренные. Доля апатита велика: в мезократовых монцодиоритах – около 5 %, в лейкократовых – 3 %.

В лейкократовых монцодиоритах среди породообразующих минералов преобладают полевые шпаты: криптопертитовый  $Tfs$ , сдвойникованный  $Pi$  и антипертитовый  $Kfs$ . Количество последнего заметно больше, чем в более меланократовых разновидностях. Границы между крупными зернами полевых шпатов неровные, извилистые, зазубренные. Фемические минералы –  $Vt$ , светло-коричневый и бурый  $Amph$  – присутствуют примерно в равных количествах;  $Srx$  ранней генерации редок, встречается в виде единичных корродированных зерен, включенных в  $Amph$ . Доля  $Ap$  составляет около 3 об. %, из аксессуарных минералов постоянно отмечается  $Spn$ , изредка – ортит.

Рудные минералы –  $Pm$  и  $Mag$ .  $Spn$  присутствует в лейкократовых монцодиоритах постоянно, в мезократовых – не всегда, в меланократовых – крайне редко.

Сиениты раннего этапа внешне близки к лейкократовым монцодиоритам, отличаясь более низким содержанием фемических минералов (менее 20 %, обычно 10–15 %) и, соответственно, более светлыми тонами окраски. Они сходны по набору и составу фемических минералов. Выделяются пироксен-биотитовые и амфибол-биотитовые разновидности. Сиениты сложены крупными зернами щелочных полевых шпатов с неровными, зазубренными границами, в меньшем количестве – неправильными зернами альбит-олигоклаза, местами с оторочкой  $Kfs$ . В интерстициях нередко присутствуют мелкие изометричные зерна почти чистого  $Ab$  и  $Or$ . В щелочном полевошпате  $Ab$  несколько преобладает над  $Or$ ; содержание анортитовой молекулы варьирует в пределах 4–10 %, что свидетельствует о принадлежности части щелочных полевых шпатов к тройным полевым шпатам. Содержание апатита ниже, чем в габбро, но повышенное для сиенитов – от 1 до 2.5 %. К числу аксессуарных минералов, помимо  $Ap$ ,  $Spn$ ,  $Pm$  и  $Mag$ , добавляются единичные мелкие зерна циркона.

Щелочно-полевошпатовые сиениты позднего этапа – светлые породы с кремовыми или пепельно-серыми тонами окраски, слабо порфирированные и среднезернистые. Различаются мезократовые (около 10 % фемических минералов) и лейкократовые разновидности. Наиболее характерной особенностью пород рассматриваемой группы является доминирование в их составе щелочного полевого шпата с четко выраженными полосчатыми и ленточными пертитам (пертиты распада) и с преобладанием альбитовой составляющей (50–87 %). Плагиоклаз (альбит) редок, его доля варьирует от нуля до нескольких процентов. Кварц либо отсутствует, либо наблюдается в виде единичных мелких интерстициальных выделений; в некоторых телах лейкократовых (жилных) сиенитов его количество достигает 10 об. %. Как и в сиенитах раннего этапа, в щелочно-полевошпатовых сиенитах выделяются амфибол-биотитовые и пироксен-биотитовые разновидности. Амфибол представлен эденитом, а клинопироксен – натриевым салитом, содержащим 8–9 % эгириновой молекулы. Для амфиболов и биотитов щелочно-полевошпатовых сиенитов характерно более

высокое содержание F, чем в одноименных минералах пород предыдущего этапа. Акцессорные минералы – Spn, Mag и Ap; количество последнего местами достигает 1 %.

*Дайковые образования* (полевое определение – лампрофиры) по набору слагающих их минералов сходны с плутоническими породами близкого состава, но заметно отличаются от них по структурно-текстурным характеристикам – они мелкозернистые, нередко с вкрапленниками. Содержание апатита в дайках достигает 10–12 %. Изучение этих пород в настоящее время продолжается.

*Гранитные пегматиты* подразделяются на стандартные пегматиты (СП) и пегматитовые жилы с меланократовыми краевыми зонами (ПМЗ). Стандартные пегматиты распространены по всей площади Ошурковского массива и выходят в ближайшее его обрамление. Породы второго типа присутствуют, главным образом, в центральной и южной частях массива. СП образуют дайкообразные и жилкообразные тела протяженностью от нескольких десятков метров до 500–600 м. Их мощность варьирует от 10–15 см до 4–5 м, падение как пологое, так и крутое. Предпочтительная ориентировка отсутствует. Границы тел четкие, прямолинейные. Местами в них отмечаются несмещенные ксенолиты вмещающих пород. Внутреннее строение наиболее крупных тел нередко зональное, с существенно кварцевым ядром и обычным набором зон (от периферии к центру): аплитовой, графической и субграфической, блоковой. Более мелкие жилы сложены незакономерно чередующимися участками с различной структурой от весьма крупнокристаллической до аплитовой.

*Карбонатитовые жилы* рассредоточены по площади массива. Они выявлены в левом борту Уточкиной пади, в частности в обнажении Уточкина падь (Береговое обнажение, обнажение А. Е. Ферсмана). В этом обнажении жила № 1 [Рипп и др., 2000] прослежена на 70 м. Жила № 2 вскрыта карьером у подножья левого борта руч. Уточкина падь. Мощность жил варьирует от 2–3 до 60 см (в среднем 30 см). Жилы ориентированы на северо-восток 40–60° с падением на северо-запад под углами 40–50°. Контакты резкие, секущие по отношению к расслоенным силикатным породам массива.

Карбонатиты имеют флюидальную текстуру, выражающуюся в ориентированном вдоль контактов жил распределении порообразующих минералов и разрушенных ксенолитов вмещающих пород. Основная масса темноцветных минералов и ксенолитов вмещающих пород тяготеют к лежащему контакту жил, что указывает на гравитационный характер осаждения минералов в карбонатитообразующей среде, а нарушение монолитности ксенолитов и их «растаскивание» вдоль жилы свидетельствует о механическом воздействии этой среды на ксенолиты.

Главный минерал карбонатитов – молочно-белый кальцит (80–95 %). Иногда в значительном количестве присутствуют сетчатый барит, флогопит и Mag. К второстепенным минералам относятся ортит и Spn. Последний ассоциирует с флогопитом и Mag. Во вмещающих породах вдоль жилы № 1 и в самой жиле наблюдаются более поздние окварцевание и цеолитизация, прожилковые агрегаты халцедона и кварца. При этом кальцит карбонатитов приобретает желтоватый оттенок. На контакте присутствует маломощная (до 1 см) существенно *Vi* оторочка, содержащая щелочные полевые шпаты, Spn, Mag, Ap. У жилы № 2 контакты тектонизированы, сопровождаются глиной трения. Окварцевание и цеолитизация отсутствуют.

Таким образом, Ошурковский массив по своему строению представляет собой своеобразный плутонический комплекс, сложенный крупно- и среднезернистыми щелочными монцодиоритами и сиенитами. Для интрузива характерны разнообразные

жильные породы, с которыми могут быть связаны процессы постмагматического перераспределения апатита, приведшие к формированию богатых руд.

### Литература

- Андреев Г. В.* Генетические особенности Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 300–304.
- Андреев Г. В., Гордиенко И. В., Кузнецов А. Н., Кравченко А. И.* Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972. 157 с.
- Занвилевич А. Н., Карманов Н. С., Бурдуков И. В., Литвиновский Б. А.* Оценки условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // ЗВМО. 1999. Т. 128. № 1. С. 25–47.
- Кузнецов А. Н.* Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов. Новосибирск: Наука, 1980. 102 с.
- Кузнецова Л. Г., Василенко В. Б., Холодова Л. Д.* Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Мат. по генет. и эксперим. минер. Т. 11. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 81–97.
- Никифоров А. В., Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. и др.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: изотопно-геохимические характеристики и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 168–188.
- Поляков Г. В., Богнибов В. И., Кривенко А. П., Балыкин П. А.* О происхождении, формах проявления и распространенности апатитовой минерализации Ошурковского типа на юге Сибири // Геология и геофизика. 1980. № 6. С. 19–28.
- Рипп Г. С., Кобылкина О. В., Дорошкевич А. Г., Шаракишинов А. О.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
- Тяжелов А. Г.* Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 47–55.
- Litvinovsky V. A., Jahn B. M., Zanzilevich A. N., Shadaev M. G.* Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. Vol. 64. P. 97–130.

**О. С. Ермолина<sup>1</sup>, К. А. Новоселов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – Южно-Уральский государственный университет, Миасский филиал  
A\_lira@rambler.ru

<sup>2</sup> – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

### Петрографическая характеристика пород западной части зеленокаменного пояса Иломантси (Финляндия)

Изучение архейских зеленокаменных поясов, которые прослеживаются как в пределах финского, так и российского секторов Фенноскандинавского щита, важно с точки зрения их потенциальной золотоносности, так как с ними связан промышленно важный тип мезотермальных (орогенных) месторождений.

Материал для данных исследований был отобран авторами во время полевого сезона 2009 г. в западной части зеленокаменного пояса Иломантси (Финляндия), где проводились геолого-поисковые работы с целью выявления золотого оруденения. Дальнейшие исследования осуществлялись при поддержке ИМин УрО РАН.



Целью работы является определение степени метаморфизма пород зеленокаменного пояса Иломанси (Финляндия) путем их петрографического изучения.

Фенноскандинавский щит по возрасту формирования подразделяется на три домена: Архейский, Свекофеннский (включая трансскандинавский магматический пояс) и Готский [Ивашенко, Голубев, 2007]. Зеленокаменный пояс Иломанси расположен в восточной Финляндии в архейском домене Фенноскандинавского щита. Территория сложена базальтоидами, вулканокластическими осадками кислого и промежуточного состава. Широко распространены интрузивные породы – граниты, габбро. Геохимия гранитоидов свидетельствует о коллизионных обстановках их формирования [Nurmi, 1991]. В пределах развития зеленокаменных пород восточной части пояса Иломанси известны наиболее крупные архейские проявления золота – месторождения Хоско (Валкеасуо, 2750 кг Au) и Пампало (6300 кг Au).

Западная часть пояса Иломанси протягивается в субмеридиональном направлении субпараллельно границе Архейского и Свекофеннского доменов. Мощность полосы зеленокаменных пород здесь достигает 10 км. Залегание пород зеленокаменного пояса подчиняется субмеридиональному простиранию с крутым падением на восток. Южная и северная части пояса смещены друг относительно друга дислокацией СЗ простирания [Новоселов и др., 2009]. Рельеф территории низменный с широким распространением болот. Породы обнажаются во врезках в дороге, в скальных выходах и лбах. Для пород рамы характерна темно-зеленая окраска. Текстура изменяется от массивной до четко выраженной гнейсовидной. Структура преимущественно мелко- и среднезернистая.

Микроскопическое изучение позволило выделить 3 группы пород, наиболее часто встречающиеся в западной части зеленокаменного пояса Иломанси.

*Породы первой группы* характеризуются внешним сходством, и в полевых условиях были диагностированы как амфибол-(биотит)-плагиоклазовые породы и амфиболиты. Цвет варьирует от темно-зеленого до светло-зеленого. Для этих пород характерны две ассоциации минералов: 1) роговая обманка–плагиоклаз–биотит–кварц и 2) роговая обманка–плагиоклаз–кварц.

Структура пород с ассоциацией роговая обманка–плагиоклаз–биотит–кварц порфиروبластовая. Порфиробласты сложены преимущественно призматическими кристаллами роговой обманки размером от 0.5–0.7 до 2–2.5 мм, плеохроирующими по схеме Ng>Nm>Np (зеленый > зеленовато-желтый > соломенно-желтый). В меньшем количестве в порфиробластах встречаются биотит, плагиоклаз и кварц. Биотит образует пластинчатые кристаллы коричневого цвета с выраженным плеохроизмом от бурого по Ng до бледно-желтого по Np через желтовато-бурый по Nm, с максимальным размером по удлинению около 2 мм. Кварц образует изометричные бесцветные зерна, размер которых не превышает 1.2 мм. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. В одном шлифе был найден розовый гранат размером < 1 мм. Зерна граната содержат значительное количество включений.

Основная ткань сложена мелкими (порядка 0.0п мм) выделениями вышеуказанных минералов. Структура основной ткани от гетеробластовой до немагнитообластовой. Встречаются игольчатые кристаллы амфибола ряда актинолит-тремолит и апатита. Размер кристаллов по удлинению составляет около 0.01 мм.

Породы в значительной степени подвержены метасоматическим процессам. Наиболее распространенным является процесс замещения роговой обманки актинолитом, биотитом, цоизитом и эпидотом; по плагиоклазу, представленному в основном альбит-олигоклазом, развиваются серицит, цоизит, эпидот. Происходит образо-

вание цепочек сфена (или лейкоксена) вдоль кристаллов роговой обманки, а избыточное железо уходит на образование магнетита.

Породы, для которых характерна ассоциация роговая обманка–плагиоклаз–кварц, отличаются отсутствием биотита.

В резко подчиненном количестве присутствуют породы еще двух групп. Для *пород второй группы*, встречающейся на данной территории, характерны две минеральные ассоциации: биотит-кварц-актинолит-хлорит-эпидот-цоизит и биотит-кварц-актинолит.

Породы первой ассоциации характеризуются серым цветом с зеленоватым оттенком, основная масса сложена актинолитом, биотитом и кварцем. Текстура сланцевато-полосчатая, структура порфириблостовая. Метасоматическое воздействие на породы проявлено в виде хлоритизации биотита и повсеместного распространения цоизита и эпидота.

Породы с минералами второй ассоциации представлены биотит-актинолитовыми сланцами серого цвета с зеленоватым и буроватым оттенком. Текстура изменяется от массивной до сланцеватой. Структура нематограноблостовая, мелкозернистая. На фоне общей массы встречаются темно-зеленые кристаллы амфибола размером до 3–4 мм. Метасоматические процессы связаны с образованием кварца.

К *породам третьей группы* относятся породы с такими ассоциациями минералов как актинолит–антгорит–хлорит–кальцит–(мусковит) и мусковит–роговая обманка–кварц–сфен.

Первая представлена серпентинитами темно-зеленого и темно-серого цвета, на тонком сколе – до светло-зеленого. Текстура массивная до слабо гнейсовидной, структура равнотекстурированная мелкозернистая. Серпентиновые минералы представлены антгоритом и баститом. Серпентиниты участками несут хромитовую минерализацию, содержания хрома достигают 0.818 %. Вариации содержания никеля в изученных пробах составляют 0.075–0.170 % [Nurmi, 1991].

Для пород второй ассоциации характерен серый цвет с зеленоватым оттенком, сланцеватая текстура и мелкозернистая структура.

Таким образом, западная часть зеленокаменного пояса Иломантси сложена преимущественно породами амфиболитовой фации (породы первой группы), в подчиненном значении присутствуют породы эпидот-амфиболитовой (породы второй группы) и зеленосланцевой (породы третьей группы) фаций.

Во всех перечисленных породах в большей или меньшей степени присутствует сульфидная вкрапленность, на некоторых участках переходящая в сплошное серноколчеданное оруденение. Серноколчеданные руды получили развитие в пределах рудного поля месторождения Отраваара, которое обрабатывалось на серу, а также рудопроявлений Росиваара и Рахалампи. В южной части участка известно рудопроявление Меласуо. Главным рудным минералом являются пирит и пирротин; второстепенное значение имеют сфалерит, галенит, марказит, халькопирит. Жильные фазы представлены кварцем, карбонатом.

В ходе поисковых работ, нацеленных на выявление золотой минерализации, не было получено положительных результатов. Содержания золота в сульфидных рудах и околорудных породах, как в аналитических данных предшественников, так и в изученных в ходе данных работ 2009 г., не позволяют говорить о перспективности района. Наиболее значимые результаты получены для массивных пиритовых руд месторождения Отраваара (11.9 мг/т) (ААА, лаборатория Labtium, Финляндия).

РТ-условия амфиболитовой фации достаточно высоки для того, чтобы вызвать частичное плавление сульфидов и привести к миграции полученного расплава в ослабленные зоны. Не исключено, что золото мигрировало совместно с палингенным сульфидным расплавом [Tomkins et al., 2007]. Следующим шагом в исследуемой области будет определение РТ-условий с использованием геобарометров и геотермометров.

### Литература

*Иващенко В. И., Голубев А. И.* Генетические типы промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита и перспективы Кольского региона на крупные месторождения золота // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 147–150.

*Новоселов К. А., Хворов П. В., Михайлов А. Б., Ермолина О. С.* Геологическое строение и минерализация западной части пояса Иломанси (Финляндии) // XIV чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2009. С. 48–50.

*Nurmi P., Lestinen P., Niskavaara H.* Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geological Survey of Finland, 1991. Bulletin № 351. 101 p.

*Tomkins A., Pattison D., Frost R.* On the Initiation of Metamorphic Sulfide Anatexis // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48(3). P. 511–535.

**И. Ю. Гракович**

*Белорусский государственный университет, г. Минск  
ivan\_fabio@mail.ru*

### **Условия образования вендских туфов Беларуси на примере разреза вулканогенной толщи скважины Рогозна-1 (научный руководитель О. Ф. Кузьменкова)**

Публикация представляет результаты изучения автором вендских туфов основного состава Беларуси, цель которого заключалась в установлении генезиса пород и выявлении их перспектив на полезные ископаемые. Подобные исследования проводились около 40 лет назад [Махнач, Веретенников, 1970] и носили описательный характер. В задачи нынешнего исследования входило: 1) изучение строения вулканогенной толщи по научным публикациям и производственным отчетам РУП «Белгеология» и ПО «Севукргеология», 2) изучение основных туфов разреза скважины Рогозна-1 (Брестский рн), 3) установление генезиса и палеогеографических условий их образования. Тектурно-структурные особенности туфов изучались по керновому материалу РУП «Белгеология»; минеральный и вещественный состав – посредством петрографических исследований и интерпретации данных спектрального и рентгеноструктурного анализов. Литологические пачки выделены с учетом данных каротажных диаграмм  $\gamma$ -активности и кажущегося сопротивления пород. Работа выполнена в ходе преддипломной практики в ГП «БелНИГРИ».

Толща магматических и пирокластических пород ратайчицкой свиты нижнего венда развита на юге-западе Беларуси в пределах южного склона Белорусской антек-

лизы, востока Подляско-Брестской впадины, запада Полесской седловины и Луковско-Ратновского горста. На северо-востоке к ней примыкает область развития туфогенных и туфогенно-осадочных пород, которые по мере удаления от района активного вулканизма в Оршанской впадине и Московской синеклизе фациально замещены нормально-осадочными разностями [Геология..., 2001]. Породы вулканогенной толщи объединены в трапповую формацию Беларуси, которая является северной частью Волынского-Брестской магматической провинции, сформированной около 550 млн лет назад на юго-западной (в современных координатах) пассивной окраине Восточно-Европейской платформы. Вулканиды (мощность до 270.0–335.0 м) состоят из нижней толщи субщелочных оливиновых базальтов и пикробазальтов, их туфов, средней толщи кислых эффузивов и их туфов и верхней толщи толеитовых базальтов нормального ряда и их туфов. На юго-западе площади развиты внутриформационные силлы долеритов. Туфы основного состава представлены всеми литологическими разностями – от туфолавобрекчий и агломератных глыбово-бомбовых литокластических туфов до пепловых витрокластических туфов [Махнач, Веретенников, 1970; Геология..., 2001; Кузьменкова, 2009].

Скважина Рогозна-1 вскрыла породы нижней вулканогенной толщи. На песчаниках горбашовской свиты нижнего венда со стратиграфическим несогласием залегает поток пикробазальтов (403.0–485.0 м), нижняя пачка туфов основного состава (403.0–485.0 м), внутриформационный силл оливиновых долеритов (374.0–403.0 м), верхняя пачка туфов основного состава; породы средней вулканогенной толщи – дациты и их туфы (268.4–306.2 м). Верхняя вулканогенная толща в районе денудирована в палеозойское время, вендские породы несогласно перекрыты юрскими отложениями (рис.).

Нижняя пачка туфов мощностью 82.0 м сложена витро-литокластическими псаммито-алевритовыми, алевро-псаммитовыми и псаммито-псефитовыми туфами. Породы крепкие со слабо выраженной горизонтальной относительно оси зерна слоистостью; поверхность напластования неровная, мощность слоев невыдержанная. Слоистость проявлена в постепенной смене размерности вулканокластического материала. Породы пестроцветные, до глубины 428.0 м – буровато-серые, ниже – зеленовато-серые. Смену разноокрашенных разностей фиксирует изменение гамма-активности пород от 2–4 до 4–5  $\gamma$  соответственно. Отмечены маломощные (до 10 см) прослои бурых пелитовых пепловых туфов и редкая мелкая (1–2 см) «галька» угловатой формы таких туфов в вышележащих псаммо-алевритовых туфах.

По данным петрографических исследований туфы состоят из обломков пикробазальтов и базальтов (5–10 %), гиалобазальтов с микролитами плагиоклаза (5–10 %), литокластов пузыристой базальтовой лавы серовато-зеленого до черного цвета (30–75 %). Витрокласты вулканического стекла (10–30 %) двух разновидностей: 1) изотропное бутылочно-зеленого цвета с высоким рельефом (аналогичное стекло описано в туфах железистых оливиновых базальтов нижней вулканогенной толщи разреза скважины Скверики-1с, г. Брест); 2) псевдоморфозы сапонита бледно-зеленого цвета по вулканическому стеклу. Соотношение первой и второй разновидностей стекла 80 : 20 соответственно в интервале 403.0–428.0 м и 5 : 95 – в интервале 428.0–485.0 м. Очевидно, это обуславливает изменение кажущегося сопротивления пород (КС) от 200–350 Ом/м до глубины 428.0 м и до 150–250 Ом/м – ниже. Нормально-осадочный материал (1–5 %) представлен угловатыми обломками зерен (до 1–2 мм) бесцветного авгита с желтовато-зеленоватым оттенком (возможно, хромистого) и небольшого количества разложенных зерен основного плагиоклаза. Цемент туфов базально-порovýй,

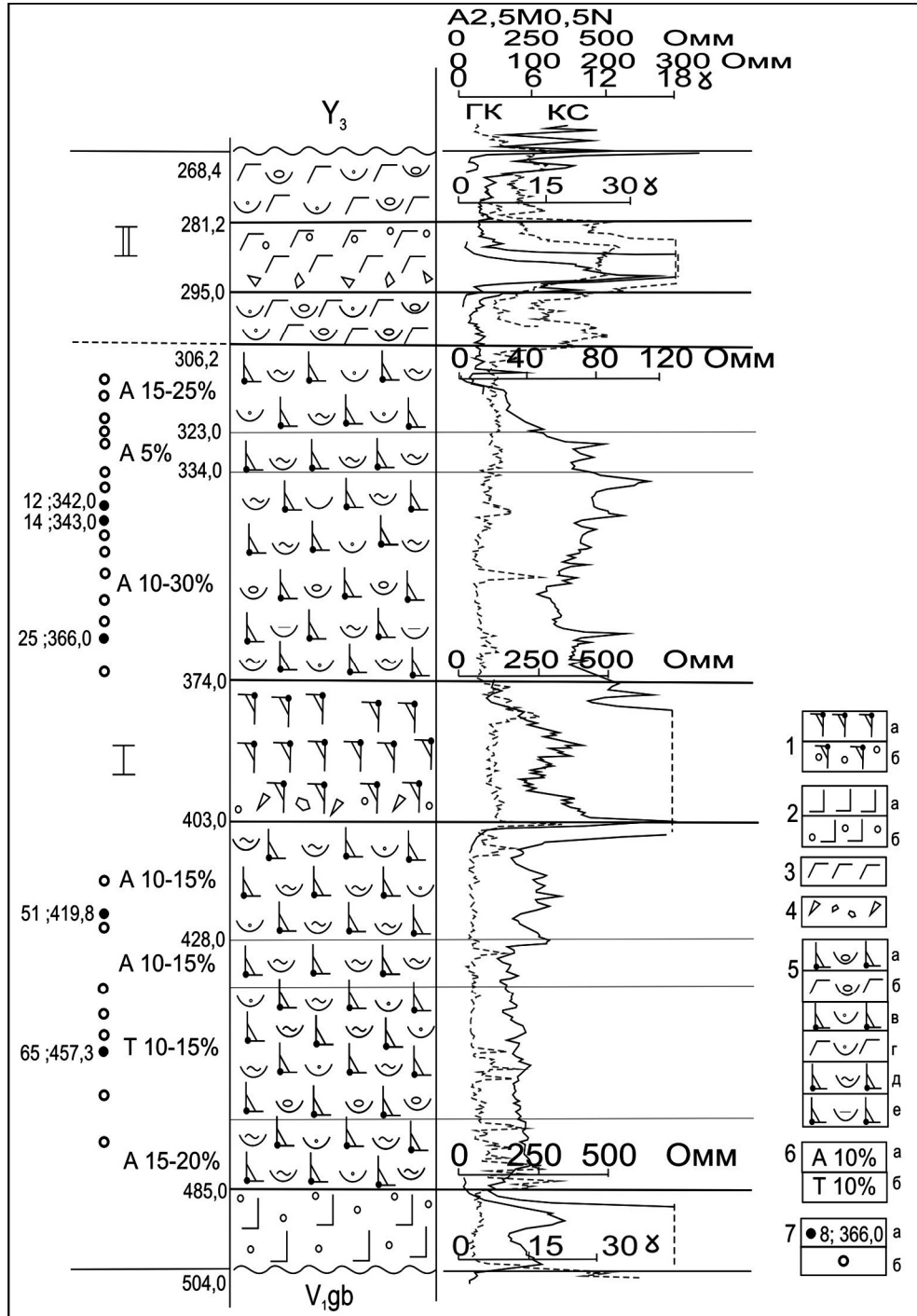


Рис. Разрез вулканогенной толщи ратайчицкой свиты нижнего венда, вскрытой скважиной Рогозна-1 (4.7 км к западу от центра д. Рогозно, Брестский р-н).

1 – оливиновые долериты: а) массивные, б) миндалекаменные; 2 – пикробазальты: а) массивные, б) миндалекаменные; 3 – дациты; 4 – лавобрекчии; 5 – туфы: а) псефитовые основного состава, б) псефитовые кислого состава, в) псаммитовые основного состава, г) псаммитовые кислого состава, д) алевритовые основного состава, е) пелитовые основного состава; 6 – содержание в цементе (%): а) анальцима, б) томпсонита; 7 – точки отбора проб на: а) рентгеноструктурный анализ (номер образца; глубина), б) количественный эмиссионно-спектральный анализ. Анализы выполнены в ГП «БелНИГРИ». Римскими цифрами обозначены вулканогенные толщи: I – нижняя базальтовая, II – средняя кислых вулканитов.

порово-базальный анальцимовый (5–15 %, до 30 % в интервале 467.0–485.0 м); на глубине 441.0–466.0 м – базально-поровый анальцим-томсонитовый (10–15 %). Присутствие сапонита и цеолитов подтверждено рентгеноструктурным методом.

Туфы данной пачки, очевидно, формировались в мелководном континентальном бассейне в относительно спокойной сейсмической обстановке. Состав кластического материала указывает на активность магматических очагов пикробазальтов; очаги базальтовых расплавов были активны на завершающем этапе формирования пачки. Присутствие кристаллокластов свежего хромистого авгита может указывать на существование в данном районе интрузивных тел основного-ультраосновного состава.

Верхняя пачка туфов мощностью 67.8 м сложена до глубины 323.0 м литовитрокластическими зеленовато-серыми с буроватым оттенком (КС 30–50 Ом/м), ниже – витро-литокластическими бурыми и серовато-бурыми (КС 50–120 Ом/м) псаммито-алевритовыми, алевро-псаммитовыми туфами. Кажущееся сопротивление туфов пачки в 2–3 раза ниже, чем туфов нижней пачки. Гамма-активность пород умеренная (2–5  $\gamma$ ) с пиком до 18  $\gamma$  для псефито-псаммитовых туфов (351.0–357.0 м). Породы крепкие, с хорошо выраженной горизонтальной относительно оси зерна слоистостью, часто осложненной элементами клиновидной и косой (угол 20–30°). Слоистость проявлена чередованием слойков (1–3 мм) с различной окраской и размерностью вулканокласт. Поверхность напластования от идеально ровной до волнистой. На глубине 334.8 м и 370.3 м встречены законсервированные пепловым материалом волновые (прибойные) знаки ряби. Валики ряби остроугольные асимметричные, длина волны ( $l$ ) непостоянная (1.3–1.7 см), амплитуда ( $h$ ) порядка 0.8 см, индекс ряби ( $l/h$ ) 1.8–2.2. Отмечены прослой (до 10 см) бурых пелитовых пепловых туфов, часто «взломанных» брекчированного облика с «замывами» по трещинам псаммито-алевритового материала перекрывающих туфов, либо взмученных вплоть до образования дискретных «галек» угловатой формы (3–4 см), без каких-либо признаков окатанности. Содержание подобных «галек» уплощенной формы, ориентированной по напластованию, составляет в разрезе пачки 1–3 % от объема пород.

По данным петрографических исследований туфы состоят из обломков оливиновых базальтов (до 10 %), гиалобазальтов (10–20 %), пузыристых рогульчатых витрокластов – псевдоморфоз сапонита по вулканическому стеклу (30–45 %), литокластов пористой базальтовой лавы серовато-черного цвета (20–55 %) и небольшого количества (до 5 %) округлых обломков кислых эффузивов розовато-бурого цвета. Цемент базальный анальцимовый (5–15 %, до 30 % в псефито-псаммитовых туфах). На глубине 366.0 м встречен прослой (4 см) алевро-пелитового туфа с округлыми линзовидными (3–5 мм), ориентированными по напластованию светлыми обособле-

ниями агрегата зерен (размером  $0.01 \times 0.02$  мм) анальцима и кварца в соотношении 60 : 40 (присутствие минералов подтверждено рентгеноструктурным методом). Обособления имеют элементы концентрической структуры и постепенный переход во вмещающую породу. Текстуру таких туфов можно назвать линзовидно-сегрегационной или «бобовой».

Формирование туфов верхней пачки происходило, очевидно, в прибрежных условиях неглубокого внутриконтинентального бассейна, сейсмическая активность территории обуславливала частую смену береговой линии. Состав вулканокластов указывает на активность очагов субщелочной базальтовой магмы, в незначительной степени – очагов кислых расплавов.

Полученные выводы подтверждаются данными спектрального анализа пород. Туфы субщелочных оливиновых базальтов верхней пачки богаче (г/т) Ti 7500–10000, Zr 180–250, Pb 6–10, Zn до 300, Nb 5–10, Y 23–48 и Yb 2.5–5.0 относительно туфов пикробазальтов нижней пачки – Ti 3500–6400, Zr 14–190, Pb < 5, Zn < 300, Nb 5–6, Y 16–23, Yb 1.5–2.5. В свою очередь, туфы пикробазальтов богаче (г/т) Cr 130–200 и Ni 80–120 относительно туфов субщелочных оливиновых базальтов – Cr 50–180 и Ni 50–100. Туфы верхней части нижней пачки имеют промежуточные характеристики и являются переходными разностями между названными типами, что свидетельствует о постепенной смене активности магматических очагов разного состава. Повышенные в 2–4 раза относительно кларкового содержания Cu (210–350 г/т) стабильно фиксируются в туфах субщелочных оливиновых базальтов зеленовато-серой окраски верхней пачки, бурые туфы не содержат высоких значений Cu. Туфы пикробазальтов нижней пачки также не имеют повышенных содержаний Cu, за исключением переходных разностей из верхней ее части (403.0–428.0 м).

На образование туфов верхней и нижней пачки в водной среде указывают сапонитизация вулканического стекла и обильный цеолитовый (анальцимовый, томсонитовый) цемент, причем наибольшее его количество встречено в наиболее крупнозернистых разностях туфов. Источником Na являлись вулканические эманации очагов субщелочной базальтовой магмы, натриевая специфика которых известна [Кузьменкова, 2009]. Линзы «бобовых» пелитовых туфов могли быть раскристаллизованными каплями насыщенного Na раствора, запечатанного в вязких илистых осадках.

Таким образом, псаммито-псефитовые разности вендских туфов Беларуси перспективны на обнаружение натриево-цеолитного сырья; витрокластические разности с сапонитизированным вулканическим стеклом – на выявление залежей бентонитовых глин; зелено-серые туфы оливиновых базальтов – на обнаружение рудопроявлений самородной меди, что требует дальнейшего изучения разрезов вулканогенной толщи.

## Литература

Геология Беларуси / Под ред. А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева и др. Минск, 2001. 630 с.

Кузьменкова О. Ф. Геохимия трапповой формации венда Беларуси. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Республиканское унитарное предприятие «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт». Минск, 2009. 285 с.

Махнач А. С., Веретенников Н. В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1970. 236 с.

**В. М. Николаева**

*Казанский государственный университет, г. Казань  
lerochka050190@mail.ru*

**Аутигенная пиритовая минерализация в юрских отложениях  
Среднерусского моря как признак придонных просачиваний  
глубинных флюидов**  
(научный руководитель Э. А. Королев)

Среднерусское море в мезозойский период занимало обширную область восточной окраины Русской платформы, соединяя Арктический бассейн и океан Тетис. Его отличительной особенностью являлось преобладание на большей части акватории явно выраженной аноксидной или близкой к таковой обстановки в нижней части водной толщи. Согласно работам [Vishnevskaya et al., 1999; Riboulleau et al., 2003], основной причиной дефицита кислорода в придонной части Среднерусского моря являлось разложение органического вещества, в больших количествах поступавшего на дно вследствие отмирания нанопланктона.

Однако, учитывая аналогичную ситуацию в Черном море, нельзя исключать и вероятность подтока холодноводных глубинных флюидов, содержащих сероводород, по долгоживущим региональным разломам. Тем более, что период накопления юрских отложений на окраинах Среднерусского моря сопровождался различными по характеру проявления тектоническими событиями – формированием Ульяновско-Саратовского, Печорского и Мезенского прогибов, Кавказко-Крымским вулканизмом и др.

Сложность выявления палеосипингов заключается в том, что еще не определены геологические и минералогические признаки, позволяющие распознавать следы их существования в осадочно-морских терригенных комплексах эпиконтинентальных бассейнов. Поэтому при поисках флюидных просачиваний в отложениях древних морей можно опираться лишь на особенности проявления их современных аналогов.

Как показывают многочисленные публикации [Гальченко и др., 1989; Богданов и др., 1998], вокруг выходов флюидных растворов на дне морских бассейнов формируются своеобразные биологические и гидрохимические аномалии, сопровождающиеся появлением узко специализированных биоценозов и минеральных ассоциаций, отличных от седиментационных осадков. По аналогичным признакам, очевидно, можно выявлять и области палеосипингов.

Изучение юрских отложений Среднерусского моря на границе Ульяновской области и Республики Татарстан, приуроченной к северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба, позволило установить в них локальные области интенсивной пиритовой минерализации на границе келловейского и оксфордского ярусов. Наиболее детально одна из таких областей представлена в обнажениях правого берега р. Волги у с. Большие Тарханы. На поверхность здесь выходят отложения келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов, образующие единый мелководно-морской терригенный комплекс.

Рассматриваемый комплекс большей частью сложен темно- и светло-серыми глинами с редкими прослоями алевролитов. По данным рентгенографического анализа глины имеют поликомпонентный состав. Из глинистых минералов преобладают



неупорядоченно смешаннослойные фазы, в структуре которых незакономерно чередуются монтмориллонитовые и иллитовые пакеты. В меньших количествах присутствуют хлорит, обломочный мусковит и каолинит. Помимо глинистых минералов порода содержит зерна аллотигенного кварца, альбита и микроклина. В оксфордских и кимериджских отложениях в составе глин в заметных количествах появляется биогенный кальцит, представленный известковистыми остатками нанопланктона. Скелетные остатки кокколитофорид относительно равномерно распределены в объеме пород, имея преимущественно произвольную ориентировку. Последнее обстоятельство свидетельствует о поступлении биогенных остатков в момент существования еще вязкого, неуплотненного глинистого ила.

В пределах всего разреза юрские отложения содержат микроконкреции сульфидов железа ( $\text{FeS}_2$ ), замещающие колонии синезеленых водорослей, и тонкодисперсные включения гипса ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), наряду с которым участками встречается и ярозит ( $\text{KFe}_3[\text{SO}_4]_2(\text{OH})_6$ ). Совместное нахождение вышеназванных минеральных фаз указывает на существование в придонной части Среднерусского моря переменного редокс-потенциала. Очевидно, в илистом осадке преобладала восстановительная обстановка, а на границе «вода-осадок» – слабо окислительная. В этих условиях образование локальных зон интенсивной сульфидной минерализации без внешнего подтока сероводорода и изменения геохимической обстановки в придонном слое представляется маловероятной.

Выявленное пиритовое поле, протяженностью до 60–80 м по латерали в стенках обнажения, локализовано в пределах глинистого слоя кровли келловейского яруса, расположенного у уреза воды р. Волга. В его центральной части порода буквально усеяна многочисленными включениями разнообразных по размерам (2.0–15.0 см) пиритовых конкреционных агрегатов. Здесь на квадратный метр площади приходится от 25 до 40 штук сульфидных конкреций. По мере продвижения к краям поля плотность сонахождения агрегатов постепенно уменьшается, вплоть до их полного исчезновения. Часть глинистого слоя с пиритовыми включениями прослеживается на 20 м под водой в виде абразионной террасы, что позволяет говорить о площадном характере пиритовой минерализации.

В центральных частях пиритового поля в глинистых отложениях фиксируются многочисленные конусовидные образования высотой до 30.0 см, которые в виде останцов выступают над размытыми волнами абразионными террасами. Конусовидные останцы сложены пелитовыми частичками глинистых минералов исходной породы, скрепленных агрегатами пирита. Последние, очевидно, обуславливают более высокую прочность конструкций, сохраняя их от размыва. Внешние стенки выступающих над водой конусов имеют хорошо выраженное террасовидное строение. От основания к вершинам конструкций площади террас постепенно уменьшаются в размерах, при этом высота их уступов остается постоянной. Близко расположенные конусовидные образования в основании имеют общие нижние терраски, из которых постепенно обособляются две самостоятельные вершины. Венчают конусовидные останцы уплощенные, часто дисковидные пиритовые конкреционные агрегаты диаметром до 10.0 см при толщине 4.0–6.0 см. От них вниз внутрь конструкций отходят относительно тонкие (0.5–1.0 см в диаметре), постепенно сужающиеся вплоть до полного исчезновения отростки в виде стержней.

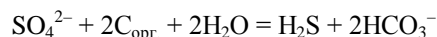
Все пиритовые агрегаты в пределах рудного поля характеризуются уплощенной формой, ровным плоским основанием и рельефной бугристой поверхностью. Преобладают агрегаты с выпуклым верхом в виде полусферы или полуэллипса и в

виде круглых валиков с внутренней центральной полусферой. Менее распространенными являются сложно построенные, разветвляющиеся в плоскости на отдельные полусферы, образования со сквозными внутренними полостями. В зонах повышения концентрации пиритовых агрегатов часто наблюдаются слияния расположенных близко дисковидных конкреций. Морфологический облик выделений пирита соответствует современным и древним бактериальным матам и позволяет считать их биоморфозами, образованными в результате метасоматического замещения колоний цианобионтов.

По периферии пиритового поля в сингенетичных глинах фиксируется зона карбонатной минерализации. Здесь глинистый слой насыщен известковыми конкрециями округло-уплощенной формы диаметром до 10.0 см. Карбонатные образования, по-видимому, образуют относительно небольшой по ширине (5.0–10.0 м) контур вокруг рудного поля, так как далее по простиранию подобной аутигенной минерализации не наблюдается. Глинистые породы содержат только характерную для них аллотигенную компоненту и рассеянные фрамбоиды пирита размером до 0.25 мм.

Локальная область распространения рассмотренной аутигенной минерализации, конусовидные образования в центре поля пиритизации, своеобразная морфология и характер распределения по площади агрегатов пирита, а также явная минералогическая зональность по простиранию глинистого пласта отвечают всем признакам, характерным для современных придонных просачиваний обогащенных сероводородом глубинных флюидов. Учитывая высокую тектоническую активность территории Русской платформы в юрский период, выразившуюся на рассматриваемом участке в развитии Ульяновско-Саратовского прогиба, можно считать, что выявленное поле вторичной минерализации является результатом деятельности древних сипингов, разгружавшихся в придонной части Среднерусского палеоморя.

На основании имеющегося геологического материала процесс минералообразования можно представить следующим образом. В период прогиба территории, сопровождавшийся раскрытием разломов, создавались условия для вертикальных перетоков глубинных флюидов, обогащенных сульфат-ионами и легкими углеводородами. На присутствие последних указывают многочисленные битумные примазки на стенках трещин в карбонатных породах пермского возраста. Источником подобных растворов могли служить мощные (до 40 м) гипс-ангидритовые пласты сакмарского яруса пермской системы, находящиеся в 400 м ниже под юрскими отложениями. Проходя через илистые морские отложения, обогащенные органикой, сульфат-ионы под действием микроорганизмов восстанавливались с образованием сероводорода по реакции:



Учитывая существовавшую в придонной части Среднерусского палеоморя аноксидную обстановку можно, по аналогии с современным Черным морем, считать, что в юрский период в донной экологической нише господствовали анаэробные микробиальные сообщества, для функционирования которых сера играет важнейшую роль. Дополнительный источник серы стимулировал всплеск их биологической активности, выразившийся в появлении вокруг зон высачивания большого количества бактериальных матов различной формы и размеров. Восстановительная обстановка и наличие миграционноспособных ионов железа в осадке способствовали постепенной фоссилизации колоний цианобионтов с полным замещением органики на сульфиды железа. В зонах непосредственного просачивания флюидов пирит цементировал или-

стый осадок, образуя конусовидные постройки, в зонах диффузионного рассеяния вещества – образовывал биоморфозы по бактериальным постройкам. По краям сероводородной геохимической зоны, очевидно, существовала нормальная обстановка, свойственная мелководно-морским эпиконтинентальным бассейнам. Здесь происходила постепенная смена редокс-потенциала с восстановительного на окислительный, что выразилось в последовательном уменьшении количества пиритовых образований вплоть до их полного исчезновения и появлении известковых конкреций.

### Литература

- Богданов Ю. А., Горшков А. И., Богданова О. Ю. и др. Низкотемпературные гидротермальные железо-марганцевые минеральные фазы в металлоносных осадках поля ТАГ // Океанология. 1998. Т. 38. № 1. С. 112–114.
- Гальченко В. Ф., Леин А. Ю., Иванов М. В. Микробиологические и биогеохимические процессы в водной толще океана как показатель активности подводных гидротерм // Геохимия. 1989. № 8. С. 1075–1088.
- Леин А. Ю., Богданов Ю. А., Гричук Д. В. и др. Геохимические особенности гидротермальных растворов района 9°50'7 с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) через 12 лет после извержения подводного вулкана // Геохимия. 2006. № 7. С. 749–762.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич В. Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океанов. М.: Наука, 1990. 256 с.
- Саттарова В. В. Особенности накопления рудных элементов в отложениях окраинно-морских рифтогенных бассейнов. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2007. 23 с.
- Сотников В. И. Рудообразование океанов // Соросовский образовательный журнал, 1998. № 7. С. 77–82.
- Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.F. et al. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 197. P. 171–197.
- Vishnevskaya V. S., De Wewer P., Baraboshkin E. Yu. et al. New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic and Cretaceous deposits from the eastern periphery of the Russian Platform // Geodiversitas 1999. Vol. 21. № 3. P. 347–363.

**А. В. Масленникова<sup>1</sup>, В. В. Дерягин<sup>2</sup>, Г. Ф. Лоницакова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
xapd@inbox.ru

<sup>2</sup> – Челябинский государственный педагогический университет  
vderyagin@mail.ru

### Ассоциации элементов-примесей в осадках оз. Уфимское (Южный Урал) (научный руководитель В. Н. Удачин)

Озеро Уфимское площадью 2 км<sup>2</sup> расположено в 7 км к западу от Карабашского медеплавильного комбината ЗАО «Карабашмедь». Согласно предыдущим исследованиям, металлургическое производство Карабашского комбината оказывает воздействие на концентрацию элементов-примесей в донных осадках озер [Удачин и др., 1999; Williamson et al., 2004]. Однако, оценки такого влияния на состав донных отло-

жений оз. Уфимское отсутствовали. Наши исследования были направлены на выявление факторов накопления элементов-примесей в донных отложениях этого озера на основе выделения геохимических ассоциаций.

Колонка донных осадков (кern – 451 см) отбиралась в июле 2008 г. В. В. Дерягиным и В. Н. Удачным с платформы катамарана в центральной, наиболее глубоководной части оз. Уфимское. Неконсолидированные донные отложения верхней части колонки мощностью 26 см получены с помощью пробоотборника гравитационного типа с закрывающейся диафрагмой. Остальную часть колонки опробовали поршневой трубкой с гидрозатвором. Анализ микроэлементов в высушенных и измельченных пробах после кислотного вскрытия выполнялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS, аналитик Д. В. Киселева, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Выделение геохимических ассоциаций элементов осуществлялось с помощью пакета программ Statistica 6.0. Для выяснения связи между элементами подсчитывались коэффициенты корреляции Пирсона. Затем на основе кластерного анализа матрицы корреляций проводилась группировка элементов (рис. 1). По результатам анализа были выявлены отличия, как в концентрациях элементов, так и в различных типах геохимических ассоциаций в течение одних и тех же временных периодов озерного седиментогенеза (рис. 2). При этом нижняя возрастная граница формирования озерных отложений оценивается в  $12080 \pm 320$  CalBP (AMS  $^{14}\text{C}$  датировка макрофосилий, радиоуглеродная лаборатория университета г. Лунда, аналитик М. Лундгрэн).

В результате статистической обработки данных были получены ассоциации халькофильных (1) и литофильных (2) элементов (см. рис. 1) по классификации А. И. Перельмана [1989]. Вторая ассоциация представлена группами РЗЭ (а) и других литофильных элементов (б).

Для халькофильных элементов характерна большая разница в концентрациях в течение доиндустриального (451–20 см) и индустриального (верхние 20 см) периодов озерного седиментогенеза (рис. 2). Если для первого периода обычно наблюдается



Рис. 1. Распределение элементов по группам.

1 – халькофильные элементы; 2 – литофильные элементы; а) РЗЭ; б) остальные литофильные элементы.

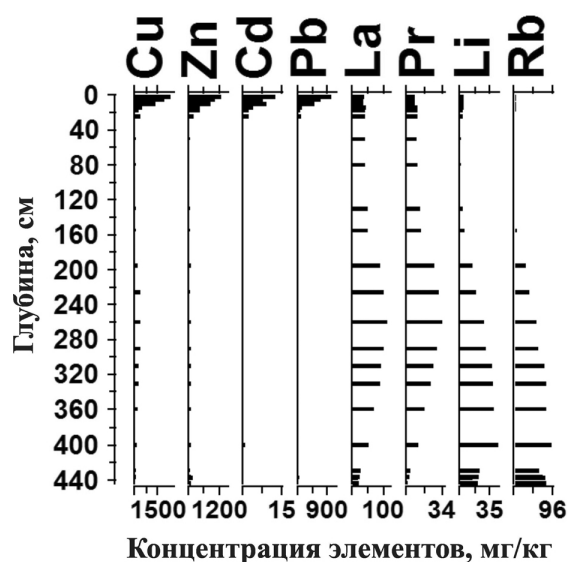


Рис. 2. Изменение концентрации элементов с глубиной в донных отложениях оз. Уфимское.

крайне низкое содержание халькофильных элементов, то для периода горнопромышленного техногенеза их концентрация возрастает в 45–80 раз (табл.). Исходя из позиции в литологической колонке, повышение содержания халькофильных элементов связано с выбросами медеплавильного комбината.

Таблица

Концентрации отдельных элементов в донных отложениях озера Уфимское (мг/кг)

Глубина, см	Халькофильные элементы				Литофильные элементы			
	Cu	Zn	Cd	Pb	La	Pr	Li	Rb
2	2341	1256	12.54	1039	38.0	11.9	9.1	19.5
6	1951	1019	8.04	738	37.0	11.6	9.0	20.0
10	1407	883	9.02	533	35.6	11.4	8.7	19.8
14	522	439	3.95	168	45.0	13.7	8.7	20.6
18	307	430	2.53	90	42.9	13.1	8.0	19.8
25	399	193	2.18	119	43.1	13.5	8.3	19.1
50	109	82	0.28	7	42.5	12.6	7.2	17.2
80	120	54	0.39	8	42.5	13.3	7.6	18.0
130	144	62	0.21	5	50.5	15.8	7.8	18.3
155	157	68	0.21	5	51.8	16.8	10.4	23.0
195	278	113	0.30	7	91.1	28.1	18.3	41.6
225	387	97	0.37	8	99.4	31.6	21.7	47.3
260	416	115	0.36	10	112.4	34.5	29.9	62.8
290	383	121	0.36	11	100.0	30.0	32.6	67.3
310	345	125	0.34	12	94.0	27.1	38.9	79.9
330	321	132	0.34	14	89.7	24.4	39.9	83.2
360	286	129	0.32	12	72.1	19.1	40.8	83.7
400	195	127	0.60	14	56.1	14.0	45.0	93.3
430	121	96	0.35	14	29.6	7.3	26.1	69.3
437	103	103	0.27	14	26.7	6.7	25.4	75.0
438	108	151	0.42	70	18.8	4.9	18.7	80.3
444	82	109	0.22	13	23.8	5.9	24.4	83.5

Для литофильных элементов, наоборот, обычны более высокие концентрации в части колонки донных отложений, соответствующей доиндустриальному периоду. Причем, в начале озерного седиментогенеза группа РЗЭ характеризуется минимальными концентрациями, в то время как содержание других литофильных элементов в этот временной отрезок времени было относительно высоким.

Таким образом, наибольшее содержание халькофильных элементов в донных отложениях оз. Уфимское отвечает периоду горнопромышленного техногенеза. Концентрации литофильных элементов определяются, в основном, влиянием естественных процессов выветривания горных пород на водосборной территории. Изучение смены ассоциаций элементов-примесей в литологических колонках донных отложений озер позволяет оценить влияние антропогенного воздействия на фоновые условия осадконакопления. Дальнейшие исследования должны быть направлены на выявление зависимостей концентраций и ассоциаций химических элементов от состава вмещающих горных пород, стадии развития озера и изменения климатических условий.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта интеграционных исследований УрО–СО–ДВО РАН и гранта поддержки научных исследований молодых ученых и аспирантов УрО РАН.

### Литература

*Перельман А. И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

*Удачин В. Н., Дерягин В. В., Лонцакова Г. Ф.* Накопление рудных концентраций халькофильных и сидерофильных элементов в донных отложениях озер под влиянием антропогенного фактора // Металлогения древних и современных океанов-99. Миасс, 1999. С. 228–231.

*Williamson B. J., Udachin V. N., Purvis O. W. et al.* Characterisation of airborne particulate pollution in the Cu smelter and former mining town of Karabash, South Ural mountains of Russia // Environ. Monit. Assess. 2004. Vol. 98. P. 235–259.

**А. В. Орехова**

*Уральский государственный педагогический университет, г. Екатеринбург*

### **Радиолярии в яшмах вблизи дер. Глинское Режевского района Свердловской области**

(Научный руководитель А. Л. Анфимов)

Глинское месторождение яшм на правом берегу руч. Глинка, притока р. Реж на восточном склоне Среднего Урала, является одним из месторождений яшмового пояса Урала, который прослеживается от Ивделя до Орска. Наиболее перспективные и хорошо изученные залежи яшм располагаются на Южном Урале. На Глинском месторождении выявлено более 10 залежей пестроцветных, ленточных и брекчиевидных яшм СВ и СЗ простираения длиной от 10–25 до 100–120 м при максимальной мощности 7–14 м. Отдельные разновидности яшм отличаются декоративностью, и некоторые из них можно сравнивать с пейзажными орскими яшмами. По текстурным

особенностям яшмы Глинского месторождения разделяются на 1) полосчатые и струйчато-полосчатые; 2) пятнистые; 3) однородные.

Полосчатые и струйчато-полосчатые яшмы распространены более широко и представлены, в основном, светлыми разностями, присутствуют и темные. Переход расцветки и рисунка плавный. Пятнистые яшмы отличаются своеобразным рисунком, обусловленным пятнами разного размера, формы и цвета. Однородные яшмы светлые, серые и встречаются локально [Лазаревич, 1995].

Автором самостоятельно и в составе полевого отряда лаборатории стратиграфии и палеонтологии Института геологии и геохимии УрО РАН во время полевого сезона 2009 г. были изучены яшмы Глинского месторождения, отобраны образцы и проведены макро- и микроскопические исследования яшм.

Ранее на берегу руч. Глинка В. Н. Пучковым, А. В. Коровко, К. С. Ивановым совместно с В. А. Наседкиной и Г. И. Бороздиной были найдены остатки конодонтов *Polygnathus ex gr. costatus Klap.* и других организмов среднедевонского возраста (верхняя половина эйфеля – нижняя половина живета) [Пучков и др., 1989]. Дополнительное изучение в шлифах радиолярий, одной из немногих групп палеозойской морской микрофауны, позволяет предположить, что время образования яшм Глинского месторождения – живетский ярус среднего девона.

В разрезе определены радиолярии семейства *Entactiniidae Riedel* отряда *Entactiniata* класса *Sphaerellaria* – сферические радиально-лучистые полицистины, характеризующиеся шаровидной формой скелета, широко распространенные в живетском ярусе среднего девона [Афанасьева, 2000]. В шлифах наблюдаются радиолярии с одной (*Entactinia Foreman*) и двумя (*Entactinosphaera Foreman*) пористыми сферическими оболочками с диаметром внешней сферы 120–180 мкм. Для них характерны хорошо развитые трехгранные иглы длиной 120–170 мкм.

На рубеже раннего и среднего девона произошла резкая смена радиоляриевых фаун [Назаров, 1981]. Средний–поздний девон является эпохой развития сферических полицистин с пористыми, сетчатыми и губчатыми скелетами, трехгранными, реже конусовидными иглами. Радиолярии живетского яруса представлены многочисленными *Entactinia*, *Entactinosphaera*, *Astroentactinia* небольшого размера.

Автором были определены род и вид радиолярий из шлифов яшм Глинского месторождения.

**Род *Entactinia Foreman*** был установлен Формен в 1963 г. в верхнедевонских (фаменских) карбонатных конкрециях сланцевой толщи в штате Огайо, США [Афанасьева, Амон, 2008]. Название рода прочно закрепилось в литературе для радиолярий палеозоя.

Сферические разновидности радиолярий характеризуются сферической раковиной с одной пористой оболочкой. Внутренний каркас представлен двойной спикулой, шесть лучей которой, более тонких, чем основные иглы, расходятся от срединной балки. Продолжением лучей спикулы являются основные трехгранные иглы. Род *Entactinia* отличается от других родов отсутствием апофиз на основных трехгранных иглах, формированием трехгранных, а не стержневидных или конических основных игл [Афанасьева, Амон, 2008].

Род *Entactinia Foreman* имеет повсеместное распространение: средний кембрий штата Юта; ордовик Китая и Австралии; силур Японии; нижний девон Северной Баварии (Германия); нижний–верхний девон Южного Урала, Тимано-Печорской провинции (Россия), Припятского прогиба (Белоруссия), Северных Мугодзар (Казахстан), Алтайского хребта (Киргизия), Японии, Австралии, штата Огайо (США);

нижний–средний карбон Англии, Франции, Казахстана, Турции, штатов Оклахома, Арканзас (США); верхний карбон Уругвая; верхний карбон–пермь Южного Урала, Казахстана, Северного Прикаспия, штата Западный Техас (США) и Японии.

*Под Entactinosphaera Foreman (Bientactinosphaera Afanasieva, 2000) назван так от от лат. «bi» – двойная и Entactinosphaera. В роду определено 2 вида.*

Вид *Bientactinosphaera pittmani (Hinde)* характеризуется сферической раковинной с двумя пористыми оболочками. Основные иглы короткие, толстые, трехгранные, с уплощенной, кинжаловидной формой грани. Распространен в формации Варримы, Новый Южный Уэльс, Австралия (средний девон, живетский ярус) и в Тимано-Печорской провинции в России (верхнефранский подъярус).

У вида *Bientactinosphaera obtusa (Hinde)* раковина сферическая с двумя пористыми оболочками. Сфера маленькая, основные иглы удлиненные, тонкие, трехгранные, изящной формы. Видовое распространение получили в формации Варримы, Новый Южный Уэльс (Австралия) и Тимано-Печорской провинции в России.

В шлифах яшм Глинского месторождения обнаружены единичные радиолярии рода *Entactinia Foreman* с одной пористой оболочкой и трехгранными иглами, радиолярии рода *Bientactinosphaera Afanasieva* с двумя пористыми оболочками и трехгранными иглами исчисляются несколькими десятками. Размеры радиолярий варьируют от 120 до 180 мкм. Для радиолярий *Bientactinosphaera Afanasieva* характерно преобладание больших размеров. Раковина с двумя сферическими оболочками, поры оболочки внешней сферы округлые, одного размера. Основные иглы удлиненные, утолщенные, трехгранные, короткие, утолщенные, кинжаловидные. У радиолярий рода *Entactinia Foreman* раковина с одной пористой оболочкой, чаще большая.

Из приведенного описания радиолярий можно сделать вывод о том, что в палеозое радиолярии являлись одной из наиболее распространенных групп планктона. Остатки радиолярий встречаются во всех типах пород морского генезиса. Доминирование пористых радиолярий характеризует обстановку осадконакопления в бассейне средней глубины. Определение видовой принадлежности радиолярий позволяет более точно определить возраст и обстановку образования яшм Глинского месторождения.

## Литература

*Афанасьева М. С.* Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. М.: Научный мир, 2000. С. 26–79.

*Афанасьева М. С., Амон Э. О.* Новые радиолярии девона Южного Урала. 1. Ранний – средний девон (поздний эмс – ранний эйфель) // Палеонтологический журнал. 2008. № 5. С. 3–17.

*Афанасьева М. С., Амон Э. О.* Систематическое положение родов *Entactinia Foreman*, 1963 и *Stigmospaerostylus Rust*, 1892 (радиолярии палеозоя) // Палеонтологический журнал. 2008. № 4. С. 12–13.

*Лазаревич К. С.* Кварц и его разновидности // Изв. высш. уч. зав.. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1995. № 8. С. 25–30.

*Назаров Б. Б.* Значение радиолярий для стратиграфии палеозойских отложений // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 38–48.

*Пучков В. Н., Коровко А. В., Иванов К. С.* О находках девонских конодонтов в вулканогенно-осадочных толщах Режевской зоны (Средний Урал) // Ежегодник–1989. Свердловск: ИГТ УрО РАН, 1989. С. 3–4.



**Е. В. Скляр**  
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск  
skl@crust.irk.ru

### **Как писать научные статьи: некоторые шаблоны и типовые ошибки** (памятка для студентов, аспирантов и молодых специалистов)

*«Писать я начинаю, в башке бедлам и шум,  
Писать о чем – не знаю, но все же напишу!»  
Янкель, «Республика ШКИД»  
Г. Белых и Л. Пантелеев*

**Введение.** Я не считаю свои собственные статьи и монографии эталоном эпистолярного жанра и научной мудрости, но тридцатилетний опыт научной деятельности позволил освоить некоторые «хитрости» и типовые приемы подготовки публикаций.

Сразу хочу отметить, что вторая часть эпиграфа к статье не совсем корректная, поскольку изначально предполагается, что вы знаете – о чем писать. У вас накоплен материал наблюдений, проведена экспериментальная работа, сделано обобщение по какому-либо классу природных явлений или конкретному региону, появилась великолепная идея, объясняющая те или иные геологические явления или устройство Мира на каком-то конкретном участке. И вы полагаете, это интересно и нужно научному сообществу. Вопрос стоит в том, как оформить ваши наблюдения, выявленные закономерности или сногшибательные идеи так, чтобы они были максимально понятны и обоснованы.

Любой товар рассчитан на определенного потребителя, а в нашем случае можно выделить три основных типа «потребителей»: 1) геологи, которые непосредственно занимаются проблемами и регионом, затрагиваемыми в статье; 2) специалисты, занимающиеся близкими проблемами в других регионах или смежными проблемами в вашем регионе, или использующие подобные методы и подходы для другого класса объектов; 3) просто любознательные ученые, которые выискивают «изюминки» в разных областях геологии. Сверхзадача – сделать так, чтобы ваша публикация охватывала все три типа потребителей (далее, употребляя в тексте слово «сверхзадача», я буду подразумевать именно это).

Не надо забывать и о том, что на пути вашей статьи к признанию стоят рецензенты, которых необходимо очаровать в первую очередь. Они не всегда досконально разбираются в проблематике статьи, но, как правило, обладают широким кругозором и хорошо представляют себе неписанные правила композиции и внутренней логики научных публикаций. Ваша задача состоит в том, чтобы изложение материалов, приведенный фактурный материал, ваши логические построения и авторская аргументация были лишены досадных (большой частью мелких) недочетов.

**Название статьи.** Главное требование к названию статей состоит в том, чтобы отразить основную суть публикации, и выполнить его достаточно легко. Одна из обычных погрешностей заключается в глобализации названия по сравнению с приведенными в статье материалами. Например, рассматриваются закономерности структуры небольшого региона, а название охватывает весь континент или Мир. Другая крайность – сильное зауживание темы, хотя на основании имеющихся материалов

можно выйти и на более масштабные обобщения, соответственно, применив более широкое название.

Соответствие названия содержанию – требование необходимое, но не достаточное для решения сверхзадачи. В век информатики, когда лавина научных статей намного превышает возможности осмысленного чтения для любого ученого, неосознанно вырабатываются критерии «полезности для себя» той или иной публикации. Отсев «лишнего» начинается с названия статьи. Когда я вижу название «Петрология Урюпинского метаморфического комплекса (Тьмутаракань)», то далеко не всегда смотрю даже аннотацию. Ну, уж слишком много подобных объектов. Но если в названии дополнительно к объекту и базовой проблеме выделена еще более специфическая интересующая проблема, например, «Петрология Урюпинского метаморфического комплекса: соотношение высокобарического и низкобарического типов метаморфизма», то интерес к публикации возрастает. Можно делать и наоборот: сначала вы обозначаете крупную проблему, а затем регион или объект. Двойное название можно использовать и для детализации проблемы. Ниже я приведу выборочные примеры двойных названий, наиболее распространенных в международных журналах (использован журнала *Geology*, 1998, том 26). На мой взгляд двойные названия выигрывают «по звучности» по отношению к статьям с «обычным» названием. Например:

*Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм [Скляр и др., 2007].* Тот же смысл можно было вложить в другое название, например: *Горячие источники и продукты отложения палеотерм как отражение гидротермальной активности в Байкальской рифтовой зоне.* или: *Горячие источники и продукты отложения палеотерм в Байкальской рифтовой зоне.*

Судите сами, но мне кажется, что первое название лучше. В наших названиях для большей информативности названия чаще используется тире, например: *Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на О. Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анжуйского океана [Кузьмичев и др., 2005].*

Высший пилотаж – это, когда, даже не занимаясь проблемой, обозначенной в статье, вы все-таки смотрите – о чем же идет речь в публикации. Для этого необходимо броское, привлекающее глаз название, например (из журнала *Geology*): *Умрет ли Мертвое Море? [Yechieli et al., 1998]. Рецепт приготовления микроконтинентов [Muller et al., 2001].* В этих названиях, безусловно, присутствует эпатаж, но они привлекают внимание.

Неудачными я считаю названия статей типа «К вопросу о...» или «Новые данные...». Такие заголовки в лучшем случае могут привлечь только потребителей первой группы. В заголовке статьи просто обязана присутствовать проблематика, и чем яснее и выигрышнее вы ее обозначили, тем выше вероятность привлечения внимания специалистов не локального уровня.

**Аннотация.** Суть аннотации: нужно в нескольких предложениях или абзацах отразить основное содержание и смысл публикации. Можно элементарно продекларировать – на что конкретно направлена статья, какие исследования выполнялись, какие проблемы обсуждаются. Такое резюме можно рассматривать в качестве анонса. Более качественный вариант аннотации содержит важнейшие конкретные данные или более точное указание на суть и смысл статьи. Например: «Изученный Бирхинский массив сложен преимущественно габбро-диоритами, в меньшей степени присутствуют габбро, редко встречаются пироксениты. Выделяются интрузивная и жильные фации. Породы характеризуются умеренной титанистостью (0.8–1.2 % TiO<sub>2</sub>),

повышенной глиноземистостью (16–19 %  $Al_2O_3$ ) и так далее. По мере увеличения  $SiO_2$  наблюдается снижение концентраций таких элементов как ... (от до) и повышение таких то (от до). Нормированные кривые РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном ... На основании таких-то геохимических характеристик (перечисление) предполагается формирование массива в островодужной обстановке». Слишком обобщенный вариант резюме нередко приводит к тому, что саму статью и не смотрят. Более того, не всегда есть возможность доступа непосредственно к статье. Если я смогу извлечь полезные и необходимые данные из аннотации, то я это сделаю даже в случае, если основной текст статьи недоступен. Со ссылкой на источник. А это уже плюс в копилку авторов статьи, поскольку индекс цитирования – один из важных критериев научной результативности, и его роль со временем будет только возрастать.

Нет, и не может быть универсальной структуры геологических статей, поскольку весьма разнообразная проблематика наук о Земле определяет различные подходы к построению статей. Общее только в том, что каждая статья начинается с введения и заканчивается заключением. Основная же часть статей может быть структурирована совершенно по-разному. Важно, чтобы материалы каждого следующего раздела логически наращивали изложенное до этого, а рассуждения опирались на уже приведенную фактуру или логические построения.

За методической частью следует фактологический раздел, в котором приводятся вновь полученные данные. Этот раздел тоже обычно структурирован, причем принципы такого структурирования могут быть разными. Например, сначала дается общая геологическая характеристика объекта, затем петрографическая и минералогическая, затем геохимическая, затем изотопно-геохимическая с выходом на возраст. Порядок подразделов не детерминирован, он может быть разным в зависимости от цели и смысла статьи, главное – чтобы он определялся логикой изложения.

За основным телом статьи обычно следует раздел «Дискуссия». Нередко он совмещен с разделом «Заключение», называясь в таком случае «Дискуссия и заключение». Этот раздел – самое место для фантазий, логических построений, опирающихся на приведенные выше фактические данные, сопоставлений ваших объектов и характеристик с другими подобными объектами и характеристиками.

Очень рекомендую продумывать структуру статей при их подготовке. С этого можно начинать работу (самый желательный вариант), но можно заняться структурированием и перестановками после подготовки «сырца» для статьи.

**Введение к статье** – это по сути задаваемая вами интрига всего научного произведения. С одной стороны, вы вводите читателя в курс проблемы, с другой – пытаетесь ему показать насколько важно и актуально развитие или решение этой проблемы, получение определенных характеристик для того или иного объекта.

Потенциальный читатель должен, прежде всего, увидеть, что вы свободно владеете рассматриваемой в работе проблемой и хорошо знакомы с важнейшими публикациями по ней. Как дополнение или альтернатива во введении может быть рассмотрена история важнейших наблюдений и выводов по рассматриваемому вами в статье объекту или серии объектов (владение материалами по объекту). Практика показывает, что чем выше планка требований у издания, тем более профессиональное, обстоятельное и убедительное «введение» в публикуемых статьях. Вводные части некоторых зарубежных публикаций я использовал в качестве мини-справочника по проблеме, поскольку были приведены ссылки на наиболее важные публикации с детализацией различных аспектов обсуждаемой проблемы. Все реже, но еще встречаются вводные части, суть которых можно свести к следующему: «Объект X никто не изу-

чал, а он интересен. Поэтому мы и исследовали». Или: «В объекте X изучили только это и это, а вот то-то никто не изучал, восполняем этот пробел». Возникает впечатление, что авторы так стремятся перейти быстрее к описанию непосредственных характеристик объекта и их обсуждению, что с минимальной работой мысли ищут более-менее подходящую затравку, не придавая ей серьезного значения.

Универсального рецепта подготовки *Введения* к публикации, впрочем, как и к публикации, в целом, не существует. Всего один совет: не поленитесь внимательно прочитать вводные части десятка – двух статей в солидных, желательна международных, журналах и подумайте – что вас привлекло и заинтересовало в статье еще на подступах к основному массиву данных и рассуждений. И постарайтесь использовать подобные подходы в собственных публикациях.

**Иллюстрации.** Если потенциальный потребитель пролистывает вашу статью, то иллюстрации он просмотрит совершенно точно. И если они достаточно информативны и понятны, а к тому же затрагивают область его интересов, то появится дополнительный стимул ознакомиться со всей статьей. Отсюда и необходимость серьезного отношения к иллюстрациям. Для каждого из их видов существуют свои неписанные правила подготовки и оформления, правда, достаточно вольные. Рассмотрим некоторые тонкости подготовки трех типов иллюстраций по отдельности.

**Карты и схемы.** Специфика геологических публикаций такова, что в них обычно присутствуют карты, схемы и разрезы, иногда в значительном количестве.

Громоздкие, перегруженные второстепенными деталями карты и схемы сложны для восприятия, поэтому просто необходимы сознательные упрощения рабочих вариантов. Однако необходимо не потерять те детали и особенности структуры и строения каких-либо регионов или геологических структур, которые важны для обоснования авторской точки зрения. По возможности эти важнейшие особенности желательна акцентировать цветом или типом знаков, которые бы бросались в глаза в первую очередь. Достаточно распространенной и выигрышной является практика помещения врезок на основную карту и схему. Врезка дает представление о расположении региона любому пользователю, хоть из Австралии. В международных журналах нередко требуют, чтобы все упомянутые в тексте географические названия присутствовали на одной или нескольких иллюстрациях статьи. Понятно, что совсем мелкий ручей невозможно отразить на мелкомасштабной схеме, но если будет сказано, что этот ручей является левым притоком реки, показанной на карте, то читатель будет иметь представление о расположении объекта.

Распространенным и удачным является прием отображения на более мелко-масштабной схеме расположения более крупномасштабной карты или схемы, помещенной в виде отдельной иллюстрации далее по тексту. При этом на первой схеме может быть показано несколько детальных участков, которые приводятся ниже в статье, а может и наращиваться степень детализации от схемы к схеме: на первой схеме приводится положение следующей схемы, на той, в свою очередь, показано положение еще более крупномасштабной схемы и так далее. Описанный прием сильно облегчает жизнь читателю и, соответственно, вызывает у него уважение к авторам статьи.

**Графики и диаграммы.** Основной задачей диаграмм и графиков является наглядное представление тех особенностей и закономерностей изучаемых вами объектов, которые сложно вычитываются из таблиц и многословных описаний. Поскольку в каждой из областей геологии своя специфика графиков и диаграмм, большей частью типовых, нет необходимости специально останавливаться на деталях их подго-

товки и применения. Нужно просто просмотреть серию публикаций по соответствующей проблематике либо воспользоваться справочными или учебными пособиями. Например, для подготовки публикаций геохимического плана я рекомендую изучить учебное пособие «Интерпретация геохимических данных» (Скляр, 2001). Подобные пособия есть и для других направлений геологии. Но наряду с известными и используемыми диаграммами не бойтесь придумывать и применять свои собственные, если вы считаете, что они лучше иллюстрируют или объясняют какие-либо явления или закономерности.

*Фотографии и рисунки по фотографиям.* Плоское изображение на фотографиях часто не позволяет увидеть те принципиальные или просто интересные детали, которые для вас были очевидны при изучении объекта. Особенно часто такие детали затушевываются при переводе фотографий из цветного в черно-белый вариант. Именно поэтому чаще всего необходима дополнительная работа в графическом редакторе (например, Photoshop), где можно вариациями яркости и контраста сделать более ясной и видимой какую-либо важную для работы деталь. При необходимости не будет лишней перерисовка всей фотографии (ландшафта, обнажения, шлифа и др.), а также цветного космоснимка. Из всего комплекса мелких деталей можно акцентировать наиболее важные. Нередко фотографии обнажений, шлифов, космоснимков, географических карт помещают совместно с прорисовками по ним. Главный выигрыш такого приема заключается в том, что присутствует доказательство того, что вы не выдумали картинку из головы, а использовали реально существующую основу.

Достаточно эффектными могут быть комбинированные рисунки с врезками, когда вы демонстрируете какой-либо общий план или разрез, а рядом деталь или серия деталей, положение которых показано на общем рисунке. Прием тот же самый, как и с картами и схемами разного масштаба.

В российских журналах не приветствуются многословные подписи к рисункам, а за объяснениями деталей рисунков читатель отсылается к тексту. В международных же журналах принято объяснения деталей геологических обнажений, фотографий шлифов и других типов зарисовок приводить в подрисовочных подписях. И это намного удобнее для читателя, которому для понимания изображенного на рисунке не нужно лезть в текст и искать необходимые объяснения.

*Таблицы.* Существует два основных вида таблиц: цифровые и текстовые. Вкратце остановлюсь только на первом виде таблиц. Большой частью приведенные цифровые значения отражают данные приборных измерений (состав вод, пород и минералов, физические характеристики объектов разного ранга, изотопные отношения и т.п.) Для преобладающей части разнотипных цифровых данных уже отработан определенный порядок их представления в табличном виде, который желательно соблюдать. Введение собственного порядка может свидетельствовать о том, что вы просто незнакомы с базовыми публикациями по проблеме (изобретаете велосипед). Например, для пород и минералов силикатного состава последовательность элементов в таблицах является общепринятой ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и т.д.).

Обычными являются примечания к таблице, в которых могут быть помещены разнообразные сведения, помогающие восприятию цифровых данных. Здесь могут быть приведены данные о приборах, на которых производился анализ, условия проведения анализа, возможная ошибка анализа, данные об аналитиках, объяснения расчета каких-либо характеристик, данные о принадлежности анализируемых объектов

и т.п. Если все это изложено в специальном методическом разделе статьи, то повторяться нет смысла.

Набор характеристик в таблицах разного профиля достаточно унифицирован во многих направлениях геологии. Поэтому в стадии подготовки таблиц к публикации проштудируйте несколько статей, авторами которых являются признанные специалисты в этой области.

**Заключение** статьи, если оно не совмещено с дискуссией, должно быть кратким и четким. В этом оно сильно перекликается с аннотацией статьи. Вы должны четко акцентировать те основные положения, которые вытекают из изложенных данных, их анализа и сопоставления с другими объектами.

**Литературные ссылки.** Требования к оформлению цитированной литературы, а также ссылок в тексте, отличаются в разных журналах (и меняются с годами), поэтому этого вопроса я касаться не буду, отсылая читателя к конкретным журналам, в которые вы собираетесь отправить статью. В этом разделе я хочу коснуться только нескольких этических вопросов и, прежде всего, проблемы самоцитирования. Себя цитировать надо по многим причинам. Я уже упоминал о том, что индекс цитирования является важнейшим наукометрическим критерием, пусть и далеким от идеала. Объективной же предпосылкой самоцитирования является то, что ваши статьи продолжают какой-то цикл исследований по определенной проблеме в приложении к определенной группе объектов, соответственно, вы не описываете в предлагаемой статье заново уже опубликованные вещи, а отсылаете заинтересованного читателя к предшествующей работе с детальным описанием. Других публикаций по определенным объектам может и просто не оказаться. Поэтому рецензенты достаточно спокойно относятся к тому, что количество собственных публикаций автора статьи в списке цитированной литературы намного выше, чем ссылок на любого другого ученого. Но те же рецензенты весьма кисло относятся к тому, что автор собирает практически все, что у него было опубликовано по этой теме, включая тезисы докладов и мелкие статьи в малодоступных региональных сборниках. Если кроме «неконвертируемых» публикаций у вас ничего нет, тогда еще куда ни шло, но если в списке цитируемых статей присутствуют солидные статьи в известных журналах, то «мелочевка» выглядит неприлично и позволяет рецензенту предполагать, что вы искусственно пытаетесь увеличить собственный индекс цитирования.

Другой достаточно важный этический момент связан с замалчиванием результатов работ коллег, параллельно с вами занимающимися теми же объектами. Причинами могут быть желание выпятить свою собственную роль или, что еще хуже, незнакомство с данными других исследований (речь идет только о «качественных» публикациях, различные сборники и тезисы могут быть просто недоступны). Значит, вы не владеете материалом в полной мере. В то же время, вряд ли стоит упоминать то, что вы считаете явной ахинеей или перепевом старого материала. Зачем делать рекламу никчемным (с вашей точки зрения) работам? А вот если вы сознательно проигнорировали работу в солидном журнале за то, что в ней высказаны отличающиеся от ваших представления, имеющие достаточное количество сторонников и солидную базу аргументации, то это вряд ли этично с научной точки зрения.

**Заключение.** В начальной части статьи (раздел «Структура статьи») было обозначено, что заключение является непременным атрибутом научных статей, поэтому будем соблюдать это условие. Это не так просто, как могло бы показаться, поскольку материал публикации не предполагает каких-либо конкретных выводов, а является,

скорее, пищей для размышлений или частично надстраивает жизненную серию полезных советов.

Внимательный читатель обратит внимание на то, что название этой публикации не совсем корректно. В тексте совершенно не обсуждается вопрос – как надо писать. Нет ни слова о творческом процессе. Если совсем упрощенно, то можно сказать: пишите логично и нескучно. Вопросы логики научного произведения в какой-то степени были затронуты выше, а что касается нескучности, то рубленый стиль, корявости, слишком сухой или – напротив – витиевато-вычурный язык могут оказаться «стоп-сигналами» для читателя. «Красиво» написанные статьи и читаешь более внимательно, и воспринимаешь смысл намного лучше. Поэтому еще раз повторю два слагаемых успеха научной публикации: четкая логика и красивый стиль.

**Е. В. Скляр**

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск  
skl@crust.irk.ru*

### **Десять заповедей начинающего докладчика** (памятка для студентов, аспирантов и молодых специалистов)

Умение ясно, четко и интересно излагать проблему, пути ее решения, полученные результаты и место собственных построений в устройстве мира – это искусство, без всяких преувеличений. Можно быть талантливым исследователем или скрупулезным экспериментатором, получать великолепные результаты и даже писать неплохие статьи. Но при всем этом абсолютно не уметь доступно излагать все на публике. Бывает и наоборот: ясность рассуждений и артистические способности делают интересными давно известные и многократно произнесенные истины. Увы, в наше время риторика – забытая и очень редко где изучаемая дисциплина. Чтобы у читателя не возникло каких-либо иллюзий в отношении меня, оговорюсь сразу, что, как и все, постигал азы этой дисциплины методом проб и ошибок и не гожусь в квалифицированные учителя риторики. Но считаю, что молодым исследователям могут пригодиться некоторые приемы и перечень основных ошибок, которые были накоплены за многие годы. Привожу ниже несколько советов, не ранжируя их по значимости. Для солидности назову эти советы заповедями.

**Заповедь первая: доклад должен быть адресным.** Это означает, что один и тот же материал нужно подавать по-разному в различных аудиториях. В первом приближении можно выделить три вида таких аудиторий: узкопрофессиональная, широко профессиональная и междисциплинарная.

Для семинаров и тематических совещаний, на которые собираются только специалисты вашего профиля не нужно отвлекаться на популяризацию задачи исследований и выводов, а также на объяснения некоторых специальных терминов. Для аудитории, имеющей общее геологическое образование, но не специализирующейся в вашей области, необходимо предусмотреть более подробное введение в проблему, обоснование некоторых специфических терминов и обязательную «популяризацию» представленных результатов. Наиболее сложно готовить доклады для полностью не

подготовленной аудитории. Такие доклады автоматически подразумевают минимальное использование «профессионального сленга» и объяснение неизбежных в сообщении геологических терминов, максимальное упрощение смысла и сверхпопуляризацию задач и выводов исследований. Выше речь шла именно о научных или научно-популярных докладах, а существует еще категория, которую можно условно назвать «отчетно-рекламные сообщения». Правила их построения существенно отличаются от чисто научных презентаций.

**Заповедь вторая: соблюдайте регламент.** Превышение отпущенного на доклад времени – обычное явление на любых совещаниях, и относится к нему поразному. Как председательствующий, так и аудитория. Это серьезный недостаток, я вижу три возможные причины этого: а) неуважение к аудитории и всем «дисциплинированным» докладчикам. Подразумевается, что Вы вот такой особенный, что Вам дозволяется больше, чем другим. И материалы у Вас интереснее, чем у всех, вкладывающихся в отпущенное время, и выводы важнее; б) Вы элементарно не подготовились к докладу как следует. Собрали иллюстрации в презентацию, только примерно продумали о чем говорить, но именно примерно; в) у Вас настолько неорганизованное мышление, что Вы не можете четко и планомерно излагать хорошо подготовленное и продуманное сообщение, отвлекаетесь на то, что Вам показалось важным в момент доклада и тому подобное.

Симптомы первой причины не лечатся, если только Вы просто не осознавали до этого момента свое неуважение, хотя бы к другим докладчикам. Некоторых людей и не надо лечить. Исключения могут быть сделаны только для ярких и интересных людей, которые уже давно проявили себя в качестве незаурядных докладчиков. Для второй и третьей причин есть противоядие: прежде всего, соответствующая предварительная подготовка доклада и (при третьей причине) сознательная подготовка к докладу на более короткое время (если Вы уже знаете за собой способность отвлекаться от основной темы). И если все-таки возникла ситуация, когда Вас председательствующий предупреждает о том, что в Вашем распоряжении всего 2–3 минуты или меньше, не пытайтесь скороговоркой рассказать обо всем оставшемся, показать и объяснить оставшиеся слайды. Попытайтесь быстро сориентироваться и выделить важнейшее, что нужно донести слушателям. Последнее в первую очередь относится к четким и ясным выводам. Если Вы не успели продемонстрировать некоторые моменты, без которых выводы будут непонятными, то очень коротко (подчеркивая, коротко и без особых деталей) остановиться на нужных слайдах.

**Заповедь третья: не пытайтесь втиснуть в презентацию все, что Вы знаете по заявленной теме.** Это самая распространенная ошибка не только людей младше аспирантского возраста, но и убежденных седидами специалистов. Неумение или нежелание поступиться частностями и малозначимыми для конкретной заявленной темы деталями нередко приводит к затяжке времени, скороговорке на последних стадиях доклада или полному сворачиванию важнейших выводов сообщения. Но, пожалуй, наиболее печальное следствие перегруженности доклада незначительными деталями состоит в том, что они полностью заслоняют основную мысль доклада и оставляют у слушателей ощущение некоторого недоумения: так для чего же все это показывали и рассказывали? Нагружая презентацию слайдами, исходите из расчета один слайд на полминуты (это максимум, лучше меньше). Понятно, что объяснение некоторых слайдов может занять всего несколько секунд, зато другие слайды потребуют значительно большего времени. В рекламно-отчетных докладах можно использовать больше слайдов, прокидывая их без особого объяснения, просто для того, чтобы про-



демонстрировать большое количество проделанной работы или имеющегося материала. В научных докладах лучше этим не злоупотреблять.

**Заповедь четвертая: не пытайтесь увеличить количество материала в докладе за счет быстрой речи.** Во-первых, практика показывает, что время, затраченное на публичное выступление, несколько или существенно превышает временной отрезок «на домашних репетициях». Кстати, этот момент нужно учитывать всем и вводить коэффициент 1.1 (минимум) к «репетиционному времени» для оценки реальных времязатрат на совещании. А во-вторых, сказав и показав больше во время доклада, Вы резко уменьшаете возможность нормального восприятия своего материала.

**Заповедь пятая: не читайте доклад по написанному тексту.** Давно известно, что восприятие аудиторией подаваемого материала при зачитывании текста уменьшается в разы по сравнению с излагаемым без шпаргалки материалом. Но не менее важен имидж. Кто же поверит в то, что Вы серьезный специалист, если без бумажки не можете рассказать о том, что делаете? Можно дать только два совета испытывающим сложности с выступлениями: многократно прочитайте свой доклад, пытайтесь максимально часто отвлекаться от текста, и помещайте небольшие (именно небольшие, а не полный текст слайд) куски текста в картинки презентации, используя их как шпаргалки.

**Заповедь шестая: не вставляйте в презентацию большие куски текста.** Совершенно ясно, что преобладающая часть аудитории просто ничего не сможет разглядеть, да и заставлять слушателей самим читать, то, что Вы должны рассказывать, – это моветон. И размер любого текста на слайде должен быть соответствующего размера (не менее 20 кегля, лучше больше). Когда в текстовом виде присутствуют только основная мысль или следствия изображенного на слайде, некоторые важные объяснения условных знаков – это хорошо и нормально. Можно поместить для себя небольшую шпаргалку мелким текстом и в уголке. Но даже если Вы в достаточном масштабе поместили какое-то важное положение, вывод и т.д., старайтесь не читать их дословно, а передайте своими словами, пусть и близко к тексту.

**Заповедь седьмая: не вставляйте в презентацию таблицы.** Особенно это относится к большим цифровым или текстовым таблицам. Во-первых, большинство слушателей все равно не смогут прочитать эту таблицу из-за мелкости шрифта. Во-вторых, по опыту знаю, что считанные единицы умеют быстро «читать таблицы» и могут за короткое время оценить ее «соль». В-третьих, для того и существуют разнообразные графики и рисунки, чтобы визуализировать цифровые и текстовые данные в более доступном и понятном виде. Нормально будет выглядеть небольшая (по объему текста или цифр) таблица, набранная крупным шрифтом, в которой цветом или другим способом будут выделены наиболее важные моменты или цифровые значения.

**Заповедь восьмая: не «прыгайте в разные стороны» во время доклада.** Любое сообщение должно быть последовательным, без возвращения к предыдущим слайдам и частых посулов на последующую часть доклада. Если Вам действительно необходимо еще раз показать слайд, который Вы уже демонстрировали (а такое вполне возможно), вставьте его в презентацию еще раз, или столько раз, сколько это кажется Вам необходимым. Но не просите оператора вернуться к уже показанному слайду. Обещание слушателям того, что такой-то вопрос, или такие-то детали будут подробнее рассмотрены далее, само по себе не является криминалом и нередко ис-

пользуется докладчиками. Вопрос только в том, что такими обещаниями нельзя злоупотреблять.

**Заповедь девятая: не будьте скучными.** Когда докладчик монотонно бубнит текст, впадет или невпадет кивая на демонстрируемые слайды, восприятие материала резко уменьшается, как и интерес к докладчику. Таким образом можно угробить самые интересные материалы и самые важные выводы. Модуляция голосом, использование характерных жестов, повторы наиболее важных моментов (но только под разным соусом), использование «веселинок» (забавных слайдов или неожиданных оборотов речи) – все эти приемы хороши, чтобы привлечь и удержать внимание слушателей. Важно только не злоупотреблять одним и тем же приемом. Устный доклад в каком-то смысле более ответственная вещь, чем статья. Потому что опубликованную статью читатель может или внимательно читать, или пропустить. А доклад он **ВЫНУЖДЕН** слушать. И поэтому тактика устного доклада должна быть такой, чтобы не сделать слушателю скучно, не вызвать досаду. А это означает, что устный доклад, кроме профессионального содержания, в любом случае должен быть в какой-то мере театром одного актера.

**Заповедь десятая: самое важное в докладе – это вступление и заключение.** На первый взгляд эта заповедь может показаться парадоксальной и даже неверной. Любому специалисту понятно, что самое важное в докладе – это интересный объект, оригинальный материал исследований, необычный авторский подход и другие профессиональные вещи. Но в этом-то все и дело: основной материал сообщений авторы обычно знают хорошо, ориентируются в нем как рыба в воде и готовят его наиболее тщательно. И очень жалко и даже обидно, когда все это не вызывает отклика у слушателей. А очень часто такое происходит именно потому, что Вы даже не пытаетесь заинтересовать слушателей, понятно и интересно выделить и обосновать основную проблему, в рамках которой Вы работали. Именно поэтому не стоит сразу «брать быка за рога» и приступать к изложению материала или вставлять в начале доклада только несколько дежурных фраз об актуальности, недоизученности объекта и прочих неперменных атрибутах известных шаблонов. Заинтригуйте слушателя с самого начала, тогда он не будет отвлекаться во время Вашего доклада на разговоры с соседом. А для этого очень тщательно продумайте и подготовьте начальную часть доклада. То же самое относится и к финальной части. Вспомните Штирлица, не ручаюсь за дословность, но его мысль была такая: «запоминается последняя фраза». В случае доклада речь идет не о фразе, а об окончании, где Вы концентрируете внимание на самых важных выводах, вытекающих из материалов или на новых проблемах, возникших в результате проведенных исследований. Если то, о чем Вы рассказывали, только что опубликовано или принято в печать, то не лишним будет привести полную ссылку: дополнительная реклама не повредит. Но если публикация «не первой свежести», то эффект от ссылки будет обратным.

Если прочитав эти заповеди, и даже приняв их на веру, молодой специалист с тоской подумает о том, что учить-то других просто, а вот воплощать эти заповеди в жизнь намного сложнее, то посоветую для начала использовать шаблон доклада, приведенный ниже. Этот шаблон давно и активно используется западными студентами и аспирантами, и все чаще встречается на наших совещаниях.

1. Слайд с названием и авторами доклада
2. Слайд(ы) с основными целями и задачами исследований
3. Слайд(ы) по методике исследований (если есть необходимость).

4-N. Затем слайды с описанием объектов и результатов исследований по каждой из приведенных ранее задач.

N+1. Последний слайд (или несколько) с основными выводами, сформулированными очень коротко, и по необходимости дополненными устно.

Я буду просто счастлив, если после прочтения этой заметки (или задолго до ее финальной части), Вы с чувством скажете: «Вот старый зануда! Излагает с умным видом прописные истины!». Но счастлив только в том случае, если для Вас это действительно прописные и давно известные истины. Увы, многолетняя практика показывает, что типовые ошибки, отмеченные в этой заметке, с завидным постоянством проявляются на любых совещаниях, причем не только у начинающих специалистов, но и у умудренных опытом ученых.

*О. С. Теленков, Д. Н. Дутиков, Л. Н. Гребенникова,  
Ю. М. Нерослов, О. Л. Бусловская  
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
telenkov@mineralogy.ru*

### **Электронные публикации в геолого-минералогических исследованиях**

подавляющее большинство так называемых «электронных» публикаций в области геолого-минералогических исследований сегодня являются, на самом деле, всего лишь электронными копиями классических печатных изданий. Редким исключением в сети интернет являются публикации с использованием отдельных элементов интерактивности, в основном, гиперссылок на внешние источники информации. Наряду с этим, современный уровень развития информационных технологий позволяет создавать принципиально новый «продукт» научных исследований, представляющий его потребителям (читателям) возможность не только познакомиться с изложенным в нем материалом, но и воспользоваться опубликованными данными и технологиями их обработки в своих исследованиях.

Наиболее ярким примером современных технологий обработки информации на основе сервисов в сети интернет являются глобальные картографические системы (Google, Bing и т.п.). Сегодня уже трудно найти геолога-исследователя, который хотя бы изредка не использовал эти системы в собственных исследованиях. Все чаще появляются технологические решения частично или полностью основанные на использовании этих сервисов в исследовательских и презентационных системах.

Ниже по тексту (разумеется, в электронной версии, адрес которой в Интернет – <http://meetings.mineralogy.ru/?LinkID=70&IdM=publ&PublID=2249>) приведен пример использования в качестве иллюстрации к публикации полнофункциональной геоинформационной системы, основанной на разработках Института минералогии УрО РАН. На данном примере показана возможность предоставления доступа ко всему набору использованных на карте данных непосредственно со «страницы» электронной публикации. При этом, наряду с собственными данными и технологиями, представленный пример демонстрирует совместное использование данных, распре-

деленных в сети Интернет – подключение слоев глобальных картографических сервисов Google и Bing.

На примере построения треугольной диаграммы демонстрируется возможность доступа посредством электронной публикации к программным кодам для обработки данных геохимических исследований [Коржавин, Теленков, 2003]. В примере участвует диаграмма, находящаяся в общем доступе (<http://w.ilmeny.ac.ru/graph/framtrdg.asp>) и отражающая результаты обработки данных случайных пользователей в каждый конкретный момент времени. Другими словами, при каждом обращении к электронной публикации, данная диаграмма будет отражать последние изменения, внесенные любым пользователем, использовавшим этот программный код.

При распределенном доступе с возможностью фильтрации и дополнения данных, на приведенном примере можно организовать совместное представление (для сравнительного анализа) авторских и собственных результатов исследования минерального вещества непосредственно в интерфейсе электронной публикации.

Следующий пример демонстрирует доступ из текста электронной публикации к исходным данным по исследованию минерального вещества, представление которых осуществляется посредством программного обеспечения для обработки данных рентгеноструктурного анализа, используемого в аналитической лаборатории Института минералогии УрО РАН [Коржавин, Хворов, 2001; Теленков и др., 2009].

Задачей авторского коллектива является разработка полнофункционального программного модуля для автоматизации процесса публикации результатов геолого-минералогических исследований с использованием всех собственных разработок в рамках корпоративной информационно-аналитической системы Института минералогии [Теленков и др., 2007] и доступных в сети интернет систем обработки данных.

## Литература

*Коржавин В. Н., Хворов П. В.* Применение Internet-технологий в организации проведения аналитических работ на примере рентгеноструктурного анализа // Тез. докл. Третьей Нац. конф. по прим. рентген., синхротр. излучений, нейтронов и электронов для иссл. мат. (РСНЭ-2001). М., 2001. С. 448–449.

*Коржавин В. Н., Теленков О. С.* WEB-интерфейс доступа к базам данных в геолого-минералогических исследованиях на основе ГИС // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 257–258.

*Теленков О. С., Дутиков Д. Н., Гребенникова Л. Н., Заушицына О. Л.* Обработка данных геолого-минералогических исследований в составе корпоративной информационной системы // Металлогения древних и современных океанов–2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 170–173.

*Теленков О. С., Котляров В. А., Нерослов Ю. М.* Информационное обеспечение проведения электронно-микроскопических исследований в центре коллективного пользования Института минералогии УрО РАН // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 251–255.