

Поток радона в окрестностях г. Махачкала

Бабаев М.Р., Газалиев И.М., Идрисов И.А.
ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, babaevmigrali@mail.ru

Выявлены узкие локальные зоны повышенных концентраций потока радона на территории Республики Дагестан, достигающие 240 мБк/с·м² и контролируемые разрывными нарушениями, что обуславливает необходимость учета этого фактора при строительстве жилья и проведении мониторинга радона в населенных пунктах, расположенных в зонах повышенных тектонических напряжений.

Local areas of high Rn concentration are exposed on the Daghestan territory. Maximum concentration (more than 150 mBk/m²) is observed in the area of Talgi. We suppose, that the reasons of high Rn concentration in these areas depend of fault. Peculiarities of exposed areas lead to the researching difficulties: exposing is possible only in distance less of 200 metres between the samples. Important results may be received by the complex researching, monitoring of Rn flood and detailed examination of geological structure of the area.

Радон – радиоактивный одноатомный газ без цвета и запаха, входит в состав радиоактивных рядов ²³⁸U, ²³⁵U и ²³²Th. Он постоянно образуется в природе при радиоактивном распаде материнских ядер.

Поступление радона на земную поверхность зависит от особенностей геологического строения территории: развития магматических пород, проницаемых зон (разломов), динамики подземных вод, наличия залежей углеводородов и т.д. [1]. Анализ поступления радона к поверхности используется в геологии для решения самых различных задач – поиски месторождений радиоактивных руд, зон разломов, прогноз сейсмических событий, горных ударов и др. Радон воздействует также на организм человека. Среди природных источников ионизирующего излучения, создающих около 70% суммарной дозы облучения организма человека, основная роль принадлежит радиоактивному радону и короткоживущим дочерним продуктам его распада, за счет которых, в основном, и формируется суммарная доза облучения.

Первые измерения радона в Дагестане связаны с исследованиями А.А. Бабаева [3], который на обширном материале изучил вариации содержания радона в минеральных водах. Изучение плотности потока радона (ППР) к поверхности на территории Дагестана впервые начато нами в 2008 году. В качестве основного полигона исследований выбран район, расположенный в юго-восточной части Дагестанского клина и в тектоническом плане приуроченный к Нараттюбинской складчато-надвиговой зоне, окаймляющей Талгинский купол. Для района характерны активные неотектонические движения, наличие густой сети разломов [4], что способствует интенсивным внедрениям глубинных флюидов в приповерхностные зоны и подтверждается данными инструментальных исследований

(гидрохимических, изотопных и т.д.). По материалам ряда исследователей предполагается наличие газов глубинного генезиса в водах и газах района Талги [5].

Специфика геологического строения территории определяется также широким распространением толщи глинистых отложений, в которых происходит затухание разломов и которые фактически могут служить ловушками на пути миграции газов к поверхности. Данное обстоятельство значительно осложняет распределение радона на рассматриваемой территории.

Важной причиной выбора данной территории в качестве полигона служит также интенсивный характер ее хозяйственного использования: на этой территории проживает порядка 1 млн. человек и расположены крупные хозяйственные и промышленные объекты.

Участки отбора проб указаны красным цветом на рисунке. Линиями показаны опорные профили с отбором проб через 100-300 метров. Точками отмечены локальные измерения на отдельных природных объектах (выходах газа, минеральных вод, и др.).

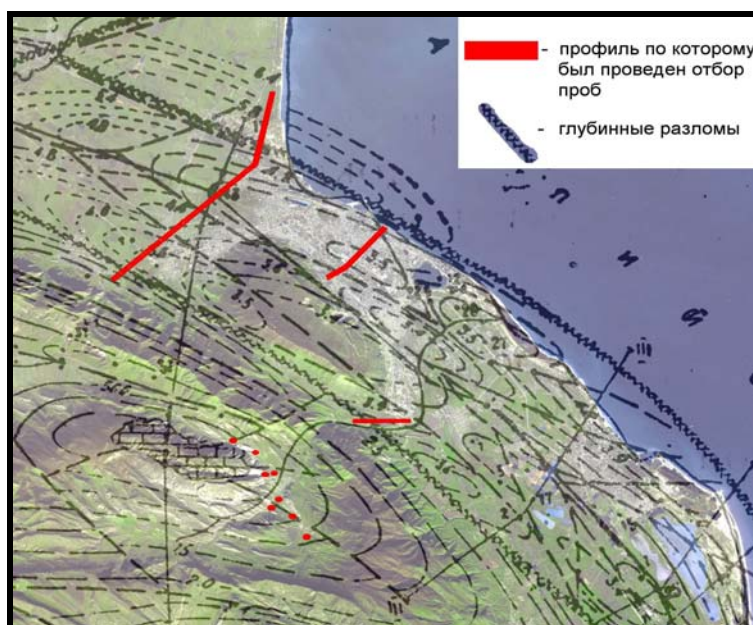


Рис. Схема опорного района. Космоснимок с наложением тектонического строения [3]

Определение ППР проводилось на радонметре Альфарад 001-РРА. Минимальный предел чувствительности прибора 20 Бк на кубометр анализируемого воздуха. Отбор проб проводился с помощью специального комплекта пробоотборников ПОУ-1, прилагаемого к прибору. Расчет содержания радона в отобранных образцах проводился по аттестованным методикам, рекомендованным изготовителем. В качестве объектов анализа отобраны пробы на поток радона к поверхности, содержание радона в надземном воздухе и растворенного в водах. Наибольший объем работ проведен по определению ППР. Все пробы подверглись 3-кратному изучению, что позволило существенно повысить достоверность полученных данных. Всего выполнены анализы радона в 81 точке.

Анализ результатов исследований показывает, что фоновый поток радона для большинства точек относительно стабилен и невелик. Характерны фоновые уровни от 6,7 до 12,0 мБк/с·м². В то же время на ряд участков отмечен повышенный поток радона [6]. Превышение составляет от 3 до 10 раз относительно фонового уровня и выражается величинами 36-197,0 мБк/с·м². При повторном измерении максимальное значение снизилось до 81,9 мБк/с·м², что, по-видимому, связано с различными метеорологическими условиями во время отбора дублирующих проб, влияние которых на поток радона широко известно [1].

Повышенные значения ППР фиксируются в узких зонах, приуроченных к разрывным нарушениям. Подобная картина отмечается на ряде участков. Так, в районе с. Цушар (Кулинский район) в зонах разломов установлены значения ППР порядка 100 мБк/с·м². Еще более наглядно выглядят данные анализа ППР в окрестностях сел. Касумкент, где функционирует курорт на радоновых водах. Фоновые уровни потока радона здесь также не превышают 20 мБк/с·м², но в зоне выхода минеральных вод, используемых на курорте, ППР достигают уровня 240 мБк/с·м².

Таким образом, можно констатировать, что на обследованной территории уверенно выделяются участки с повышенной плотностью потока радона, которые контролируются разрывной тектоникой.

В настоящее время действующими нормативами установлены следующие требования по обеспечению радиационной безопасности объектов строительства: при выборе территорий под строительство жилых домов и зданий социально-бытового назначения предпочтительны участки с гамма-фоном, не превышающим 0,3 мкГр/ч и плотностью потока радона не более 80,0 мБк/с·м² [7]. При отводе для строительства зданий участка с ППР более 80,0 мБк/с·м² в проекте здания должна быть предусмотрена система защиты от радона (монолитная бетонная подушка, улучшенная изоляция перекрытия подвального помещения и др.)

Выявленные нами величины ППР превышают это значение, что свидетельствует о необходимости учета этого фактора при выделении участков под строительство жилья в Республике Дагестан.

Мигрируя к поверхности по зонам разрывных нарушений, радон может накапливаться в помещениях и при вдыхании попадать в организм человека, вызывая тем самым негативное воздействие на его здоровье. Для оценки радоноопасности территории Дагестана необходимо проведение мониторинга ППР в районах населенных пунктов, расположенных в зонах повышенных тектонических напряжений.

Предварительные результаты проведенных исследований свидетельствуют об актуальности изучения закономерностей распределения потока радона на территории Республики Дагестан и необходимости ведения дальнейших работ в этом направлении.

Литература:

1. Сапожников Ю.А. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. - М., 2006. - 286с.
2. Крисюк Э.М. Последствия воздействия на организм радона и продуктов его распада // АНРИ, № 3 (9), 1996/97. - С. 16-24.
3. Бабаев А.А. Радиоактивность минеральных вод Дагестана. - Махачкала, 1965. - 54с.
4. Шарафудинов Ф.Г., Крамынин П.И. Проблемы экологии в связи с разработкой нефтяных и газовых месторождений (на примере Димитровского газоконденсатного месторождения). // Тр. Института геологии ДНЦ АН СССР. Вып. 41. Махачкала. 1990. - С.220-232.
5. Газалиев И.М. Изотопные исследования природных вод и газов Дагестана // Ресурсы подземных вод юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству: Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 55. Махачкала, 2009. - С. 88-92.
6. Газалиев И.М., Идрисов И.А., Бабаев М.Р. Изучение плотности потока радона на территории г. Махачкалы // Ресурсы подземных вод юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству: Тр. Ин-та геологии ДНЦ РАН. Вып.55. Махачкала, 2009. - С.263-266.
7. Маренный А.М. Радон в инженерно-экологических изысканиях для строительства // АНРИ, № 2 (53), 2008, - С. 21-27.

Геохимические критерии поисков золотого оруденения в пределах Мининской площади (Западный Таймыр)**Багаева А.А., Петрушков Б.С.**ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, *brokaat@mail.ru*

Выявлены узкие локализованные зоны повышенных концентраций потока радона на территории Республики Дагестан, достигающие 240 мБк/с·м², контролируемые разрывными нарушениями, что обуславливает необходимость учета этого параметра при строительстве жилья и проведения мониторинга радона в населенных пунктах, расположенных в зонах с тектонической раздробленностью.

Local areas of high Rn concentration are exposed on the Daghestan territory. Maximum concentration (more than 150 mBk/m²) is observed in the area of Talgi. We suppose, that the reasons of high Rn concentration in these areas depend of fault. Peculiarities of exposed areas lead to the researching difficulties: exposing is possible only in distance less of 200 metres between the samples. Important results may be received by the complex researching, monitoring of Rn flood and detailed examination of geological structure of the area.

Таймыро-Североземельская золотоносная провинция, открытая в конце 70-х годов 20 века, изучена крайне неравномерно, за исключением южной части о. Большевик и п-ова Челюскин. В 2008г. авторы принимали участие в проведении полевых работ в районе шхер Минина в пределах Конечнинского прогнозируемого золоторудного узла [3], впервые выделенного и охарактеризованного Г.А. Русаковым и В.И. Фокиным [5]. Территория работ располагается в западной части Карского позднепалеозойского сводово-плутонического поднятия. В ее пределах развиты флишоидные углеродистые олигомиктовые отложения ленивенской серии рифейского возраста, метаморфизованные и выделенные как петротип Воскресенского зонального метаморфического комплекса андалузит-силлиманитового типа [1, 2]. Мощность серии достигает 4,5 км. Выше залегают поздне-рифейско-ранневендские флишевые вулканомиктовые отложения мининской толщи мощностью до 1,5 км. В составе метаморфического комплекса, развитого по субстрату рифейских флишоидных отложений, выделены следующие фации и соответствующие им зоны метаморфизма: зеленосланцевая фация (зона хлорита и биотита), эпидот-амфиболитовая фация (зоны граната и ставролита) и амфиболитовая фация (зона силлиманита). Степень метаморфизма увеличивается с юго-востока на северо-запад по мере приближения к осевой части Колосовского купола. Среди магматических образований выделяются поздне-рифейско-ранневендские (?) гранодиориты, позднепалеозойские граниты, раннемезозойские дайки субщелочных габбро-долеритов и сиенитовых порфиритов [4].

В результате работ выявлено четыре проявления с золотой минерализацией, приуроченных к зеленосланцевой фации: Видимое, Нерпичье, Конечное и бух. Глухая, с содержаниями золота 3,76-96 г/т и 10 пунктов минерализации золота с содержанием золота 0,2-13 г/т. Проявления - малосульфидные (иногда содержание сульфидов достигает 10%).

Гидротермально-метасоматические изменения характеризуются березит-аргиллизитовыми и бурошпатовыми минеральными ассоциациями. Ширина зон гидротермально-метасоматических изменений (пиритизация, окварцевание, карбонатизация и развитие серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых жил) достигает первых сотен метров.

Фактическим материалом для работы послужили 583 пробы коренных пород, в том числе гидротермально-метасоматически измененных и вмещающих золото-сульфидную минерализацию, а также 714 проб из перекрывающих рыхлых отложений. Аналитические исследования для выявления геохимической специализации выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ следующими методами: атомно-абсорбционным с полным кислотным вскрытием (ААА); эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP AES); масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS); электронно-микроскопическим.

Проявления, характеризуются пирит-кварцевой (Видимое) и висмутин-пиритовой (Нерпичье) золотосодержащими минеральными ассоциациями. Пробность золота: 935-955. Состав рудных минералов: арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, церуссит, золото, висмут и серебро. Проявления с золотом арсенопиритового (Конечное) и халькозинового (Глухое) минерального типа характеризуются арсенопирит-пирит-полиметалльной и халькозиновой золотосодержащими минеральными ассоциациями. Пробность золота: 577-871. Состав рудных минералов: арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькозин, халькопирит, блеклые руды, ковеллин, тенорит, виттихенит, золото, серебро, сульфосоли свинца. Для сравнения геохимических особенностей проявлений Видимое, Нерпичье, Глухое, Конечное были построены усредненные геохимические спектры (рис.1).

Изучаемая территория характеризуется сложными условиями ведения поисковых геохимических работ, как по первичным, так и по вторичным ореолам. Связано это с почти повсеместным развитием пролювиально-аллювиальных и солифлюкционных отложений. Выходы коренных пород наблюдались только в береговых обрывах. На перспективных участках Видимое и Конечное было проведено литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:10 000 (сеть 100x20 м) с использованием метода анализа сверхтонкой фракции – МАСФ [6].

На участке Видимое (96 проб) выделены слабоконтрастные вторичные ореолы золота, меди, мышьяка, в меньшей степени серебра, висмута и др. элементов. Низкая контрастность ореолов, вероятно, связана с рассеянным характером минерализации в коренном субстрате. Вместе с тем, несмотря на низкий уровень содержаний, с использованием как моноэлементных, так и мультипликативных ореолов элементов рудного комплекса, выде-

ляется прогнозируемая зона рассеянной минерализации северо-восточного простирания протяженностью в пределах участка около 500 м.

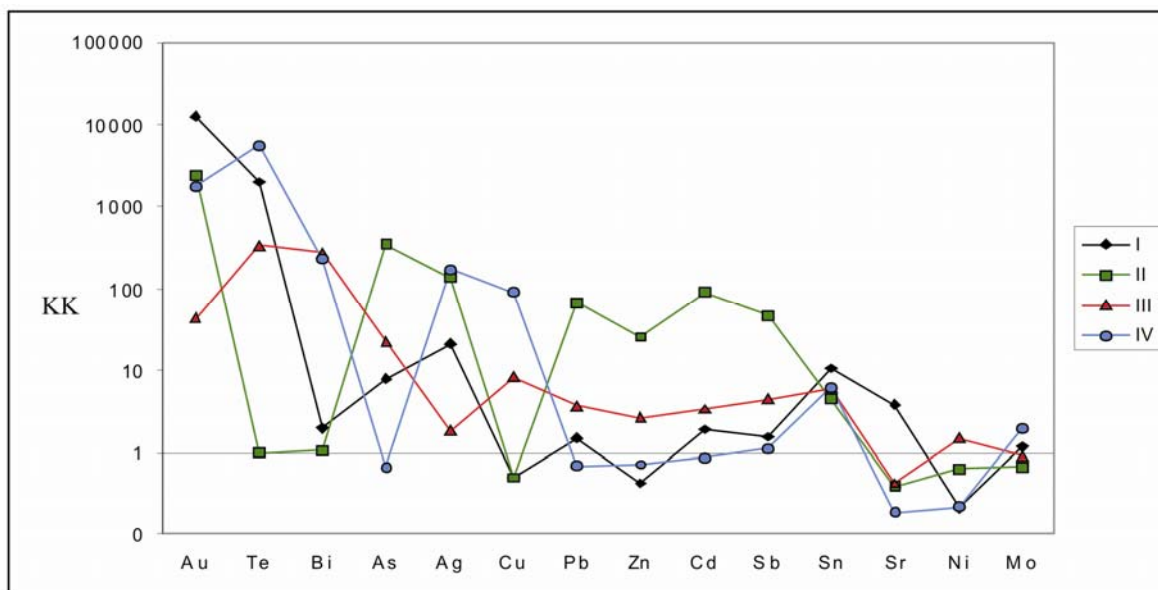


Рис.1. Геохимические спектры сульфидной минерализации в проявлениях Мининской площади: I – Видимое (10 проб), II – Конечное (13 проб), III – Нерпичье (8 проб), IV – Глухое (3 пробы). КК – коэффициенты концентрации элементов по отношению к фоновым содержаниям элементов в неизмененных породах

В соответствии с выявленными золотосодержащими минеральными ассоциациями проявления Видимое, Глухое, Нерпичье отнесены к золото-редкометалльному, Конечное – к золото-полиметалльному геохимическим типам (таблица).

На участке Конечный (223 пробы) выделены контрастные вторичные сорбционно-солевые ореолы золота (до 0,14 г/т), мышьяка; ореолы средней и слабой интенсивности меди, серебра и других элементов. Ореолы золота, мышьяка, меди образуют комплексную линейную аномальную геохимическую зону северо-восточного простирания, протяженностью около 1,5 км и шириной 100-350 м (рис.2). Понижение контрастности аномалий по простиранию зоны с запада на восток связано, по-видимому, с повышением в этом направлении мощности перекрывающих рыхлых отложений. Выделяемая аномальная геохимическая зона по спектру может быть отнесена к золото-полиметалльному геохимическому типу, что совпадает с результатами, полученными при изучении коренных образований.

Впервые в районе изучены вторичные литохимические ореолы, которые могут быть использованы в качестве поисковых критериев золоторудной минерализации в коренных образованиях. Интерпретация результатов геохимических поисков по вторичным ореолам на перспективных участках подтверждается данными о геохимических особенностях коренных образований и анализом их минерального состава.

Основные минеральные и геохимические типы проявлений с золотой минерализацией Мининской площади (Зап. Таймыр)

Проявление	Содержание Au, Ag, г/т	Минеральный тип	Золотосодержащая минеральная ассоциация	Рудные минералы	Геохимический тип	Типоморфные эл-ты, в скобках - второстепенные	Пробность
Видимое	Au-96,5 Ag-1,92	Пиритовый	Пирит-кварцевая	Пирит, самородное золото, арсенопирит, галенит, халькопирит, церуссит	Золото-редкометалльный	Au, Te, (Ag, Bi)	935,6
Глухое	Au-4,77 Ag-7,26	Халькозиновый	Халькозин-кварцевая	Халькозин, тенорит, виттихенит золото		Te, Au, Bi, Ag, Cu	871,6
Нерпичье	Au-3,78 Ag-10,0	Пиритовый	Пирит-кварцевая	Пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, золото		Te, Bi, Au, (As)	955,7
			Висмутин-пиритовая	Пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, висмутин, самородное золото, висмут, серебро			
Конечное	Au-38,4 Ag-600	Арсенопиритовый	Арсенопирит-пирит-полиметалльная	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, пирротин, самородное золото, серебро, сульфасоли свинца	Золото-полиметалльный	Au, As, Ag, (Pb, Sb, Zn)	577,7

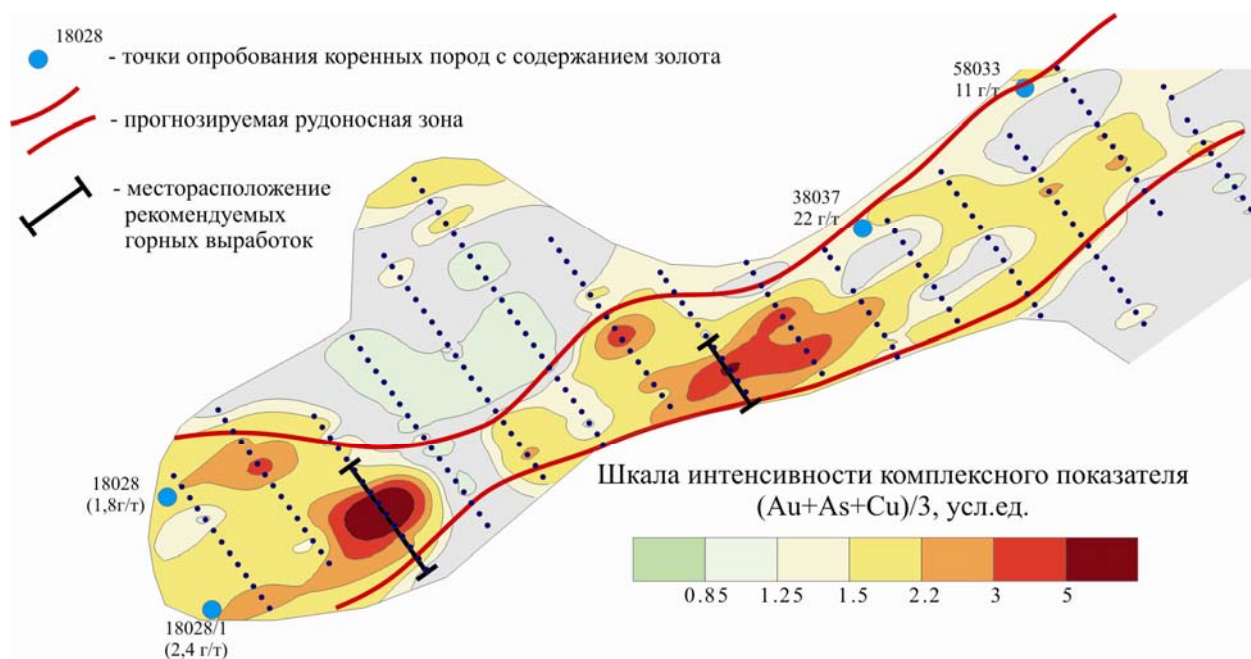


Рис.2. Прогнозно-геохимическая карта участка Конечный. Масштаб 1:10 000

В результате проведенных исследований выявлены главные индикаторные элементы: золото, мышьяк и, в меньшей степени, медь и серебро, вторичные ореолы которых могут служить геохимическим поисковым критерием золоторудной минерализации в коренном залегании.

Результаты геохимических поисков по вторичным ореолам позволили существенно расширить границы перспективного участка Конечный на перекрытых рыхлыми отложениями фрагментах территории и дать дальнейшие рекомендации для постановки поисковых работ с проходкой горных выработок.

Литература:

1. *Забияка А.И.* Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. // Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1974. 128 с. (тр. СНИИГиМС, вып. 143).
2. *Забияка А.И.* Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: 2000. 43 с.
3. Оценка перспектив выявления месторождений благородных металлов на территории Таймырской складчатой области: отчет по объекту №1-60. в 4 книгах / ФГУП ВСЕГЕИ; отв. исполнитель Проскурнин В.Ф. № г.р.16-06-24/1 – г. СПб, 2009 г.
4. *Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др.* Золото Западного Таймыра (Конечнинский потенциальный золоторудный узел)// Международный семинар «Платина в геологических формациях мира». Тезисы докладов г. Красноярск, КНИИГиМС, 2010 г. С. 31-46.
5. *Русаков Г.А., Фокин В.И.* Полисульфидное оруденение в кварц-карбонатных жилах Северо-Западного Таймыра.// Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. Л., НИИГА, 1979 г.
6. *Соколов С.В., Марченко А.Г., Шевченко С.С.* Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полужакрытых территориях. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005 г. 98 с.

Элементы-примеси в углях Кузбасса**Балахонова А.С.**ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, *Alina_Balakhonova@vsegei.ru*

Доклад содержит анализ ценных и токсичных элементов примесей в каменных углях Кузбасса, в связи с геологическими особенностями. В данной работе рассматривается зависимость содержания ЭП от групп марок углей, зольности и степени углефикации. Обобщаются многочисленные материалы по изучению ЭП в углях. Рассматривается влияние ЭП на качество углей и металлургического кокса, а также негативное воздействие некоторых элементов на окружающую среду.

The report contains analysis of securities and toxic impurity elements in bituminous coals of Kuzbass, in connection with the geological features. In this paper the dependence of the contents of the TE group grades of coal, ash content and degree of coalification. Summarizes many contributions to the study of TE in the coals. Examines the impact of TE on the quality of coal and metallurgical coke, and the negative effect of some elements of the environment.

Кузнецкий бассейн обладает уникальными угольными ресурсами. Прогнозируемый в ближайшем будущем рост угледобычи, уже сейчас превышающий 70% от общероссийской, обуславливает необходимость создания высокоэффективных технологий утилизации отходов добычи и использования угля, с целью минимизации воздействия этих процессов на окружающую среду. Одним из рациональных путей решения этой проблемы является комплексное освоение месторождений, включающее извлечение из углей и углеотходов большого спектра элементов-примесей, главным образом ценных редких и благородных металлов. В настоящее время редкометальный потенциал углей почти не востребован. Из углей и углеотходов в промышленных масштабах получают лишь Ge и Au, разработаны технологии извлечения Ga, Sc, редкоземельных (в том числе дефицитной для России иттриевой группы) и некоторых др. металлов. В перспективе рассматривается возможность полной комплексной переработки углей, обогащенных редкими элементами. По расчетам специалистов, угли и отходы их переработки могут обеспечить значительную долю потребности мировой экономики в большинстве редких и цветных металлов. Однако практическая реализация такого подхода ограничена не только низкой экономической эффективностью предлагаемых технологических решений, но и недостаточной изученностью микроэлементного состава углей.

Вместе с тем доказано, что отдельные угольные пласты или даже месторождения в ряде случаев можно рассматривать в качестве потенциального комплексного источника цветных, редких и благородных металлов. Для выявления таких месторождений необходима разработка критериев их поисков. С этой целью должны изучаться условия и механизмы концентрирования редких элементов в углях. В настоящее время пока нет отчетливых представлений ни о роли различных геологических процессов в накоплении редких металлов в угольных пластах, ни о формах нахождения и механизмах концентрирования

элементов в углях. Имеющиеся довольно многочисленные данные разных исследователей, относящиеся к конкретным объектам, часто содержат противоречивую информацию.

Решение этой проблемы позволит использовать колоссальную ресурсную базу углей Кузбасса для обеспечения промышленности не только энергетическим и технологическим сырьем, но значимым увеличением существующей добычи редких и цветных металлов.

Цель исследований – изучить закономерности накопления и распределения элементов-примесей (ЭП) в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна.

В работе был проведён анализ содержания в углях ценных и токсичных ЭП [2]. Наибольший промышленный интерес представляют собой ценные ЭП (P3Э, Ag, Ti, Sc, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Nb, In), поскольку их содержание в углях Кузбасса, выше минимально промышленного, а также F, P, Cr и Hg, так как содержание этих элементов в углях превышает предельно-допустимые концентрации (ПДК) и они являются опасными токсикантами.

Для начала по всем элементам были построены графики зависимости содержания элемента от групп марок углей (энергетических и коксующихся). На графиках каждый элемент встречается почти в равных количествах, как для коксующихся, так и для энергетических углей. С помощью критерия Фишера и Стьюдента, сравнили дисперсии и средние значения двух выборок, они не различаются с вероятностью 0,95. Но также есть отчетливо выраженные аномалии содержания ЭП, возможно, это связано с тем, что повышенное содержание конкретного элемента характерно для разных марок углей. Так, например, для марки углей СС характерно повышенное содержание – Ag, Sc, Ga, Ge, Sr, Zr, F и Hg; для Г – Sc, Ge, Sr; для ГЖ – P3Э, Nb и Ge; для К – P3Э, Ti, Sc, Ga, Sr, Zr, Nb и F; для Ж – Sc и Ga; для Т – P. Можно сделать выводы о том, что максимумы концентраций большинства элементов приурочены к маркам коксовых и слабоспекающихся углей. Но четкой закономерности в зависимости содержания ЭП от групп марок углей не наблюдается. Это объясняется тем, что существует ещё ряд факторов, влияющих на содержание ЭП в углях: степень углефикации, зольность, тектогенез, органическое вещество углей, минеральный состав матрицы углей, мощность, дисперсность и т. д.

Повышенные концентрации ЭП в конкретных марках углей, следует учитывать при использовании углей, для целей возможного извлечения.

Далее были построены графики зависимости содержания элемента от степени углефикации и зольности углей. На некоторых графиках имеется лишь слабая тенденция уменьшения или увеличения содержания ЭП с ростом зольности и зрелости углей.

Зависимость «содержание ЭП - степень углефикации» объясняется тем, что процесс регионального метаморфизма угольного органического вещества (ОВ) сопровождается миграцией металлов. Глубокая перестройка ОВ углей при метаморфизме затрагивает два аутигенных генетических класса неорганического вещества (НОВ), наиболее тесно свя-

занных с ОВ: биогенную и сорбционную золы. Потеря периферических функциональных групп и общая тенденция к конденсации ароматической углеродной сетки «макромолекулы» угольного ОВ ведут к разрушению органоминеральных соединений и выносу металлов из углей. Поэтому метаморфизм угля должен сопровождаться выносом углефильных элементов. В то же время процессы метаморфизма угля сопровождаются гидротермальной минерализацией, ведущих к обогащению каменных углей по сравнению с бурыми рядом ЭП. С этим же связано обогащение фюзена и минерализация углей по трещинам. Таким образом, влияние метаморфизма на геохимию углей неоднозначно: он может вести как к выносу из углей ЭП, так и к привносу. По графикам можно сделать выводы о том, что максимумы концентраций сосредоточены на средней стадии углефикации.

Характер распределения ЭП в сильно- и средне-метаморфизованных углях близок, что позволяет сделать выводы о неизменности условий концентрирования ЭП в каменно-угольный и пермский периоды торфонакопления.

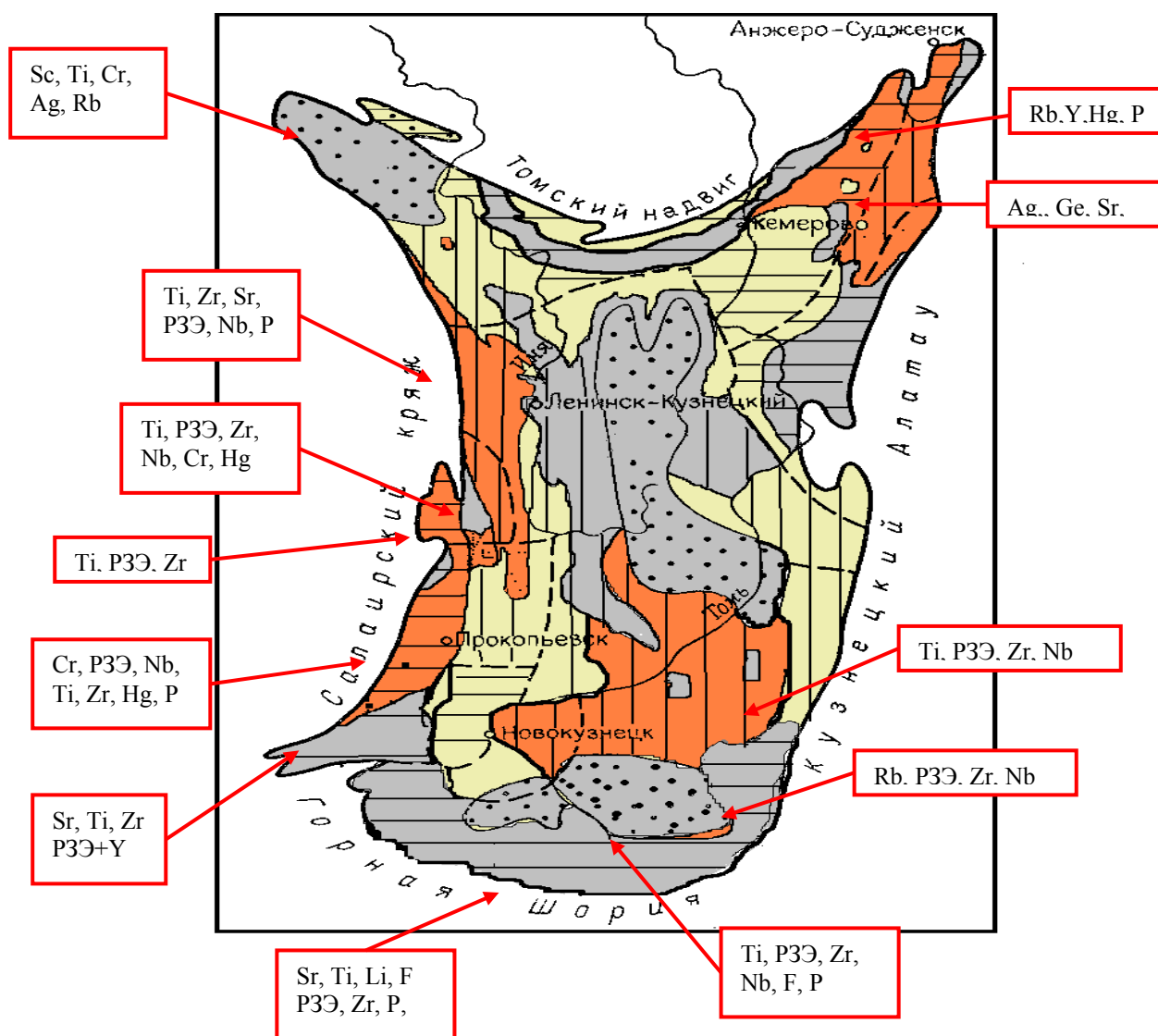
Зависимость между ростом зольности и увеличением содержания ЭП в углях не четкая. Можно лишь предположить, что содержания высокоуглефильных ЭП могут увеличиваться с ростом зольности, в том случае, если фактор петрографического состава углей не значим. Содержание ЭП также зависит от того, какая форма их нахождения присутствует в большем количестве: если органическая, то связь близка к линейной, если минеральная, то линейная зависимость ослабевает.

По полученным результатам на стратиграфическую колонку и картографическую основу (рис. 1.) были нанесены аномальные концентрации ЭП, которые позволяют предположить следующее. Максимумы концентрации приурочены к угольным пластам Алыкаевской, Ишаковской, Кемеровской, Ускатской и Ленинской свит.

Переход от среднего к позднему палеозою ознаменовался региональными поднятиями, регрессией моря, климатическими перестройками территории Палеокузбасса. Вслед за этим в Кузнецком бассейне началось формирование огромных тектонических депрессий, заполнявшихся отложениями угленосных формаций большой мощности, что отражается в максимумах концентраций ЭП в пермских углях. За исключением Кузнецкой свиты, в которой имел место перерыв торфонакопления.

На рисунке видно, что повышенные содержания ЭП, приурочены в основном к окраинам бассейна. При длительном формировании обрамляющих структур Кузнецкой впадины (С₁-J), возможно происходила миграция ЭП с этих структур в угленосный бассейн. Присалаирская зона формировалась преимущественно в результате горизонтальных тектонических движений Салаира, и характеризуется повышенной степенью тектонической нарушенности. В восточном склоне Салаира находятся многочисленные рудные месторо-

ждения, это может объяснять аномальные содержания этих ЭП в западной части Кузнецкого бассейна.



Распределение аномальных концентраций ЭП в углях Кузбасса

Приалатауская зона формировалась под действием преимущественно глыбовых перемещений докембрийско-нижнепалеозойского фундамента и характеризуется относительно простым строением. Формирование Кузнецкого Алау сопровождалось многочисленными интрузиями разного состава, от кислого до ультра-основного, содержащих в себе такие полезные ископаемые, как PЗЭ, Ti, Zr, Ag, Sr, Rb, Nb. Вероятно, в результате тектогенеза они могли привноситься в восточную часть бассейна. Y, Rb, Hg и P также могли мигрировать в бассейн с севера, в результате подвижек Томского надвига. Горная

Шория отличается разнообразием полезных ископаемых. Возможно, поэтому мы наблюдаем, повышенное содержание Ti, PЗЭ, Zr, Nb, F, P в южной части бассейна.

Для всех этих элементов просматривается отчетливая связь уровней их накопления в углях с геохимической и металлогенической спецификой горного обрамления, что может являться основанием для соответствующих прогнозов.

Тема исследования ценных и токсичных ЭП, на данный момент является весьма актуальной, поскольку совместное получение Ge, Sc, Ga, Zr, Nb, PЗЭ и др. элементов, представляющих промышленный интерес, должно обеспечить высокую рентабельность и безотходность производства. Так например, легирующие компоненты примеси (Zr, Nb, Y и др.), попадающие из углей в кокс и затем в металлургическую продукцию, улучшают её качество и должны оплачиваться дополнительно. Хотя очевидно, что такие выводы должны предваряться детальными технико-экономическими проработками. В то же время некоторые ЭП резко снижают качество чугуна и стали, образуют золу на различных частях бойлерных установок, вызывают коррозию стенок котлов и труб, т.е. являются весьма вредными компонентами, осложняющими энергетическое и технологическое использование углей, и оказывают вредное воздействие на окружающую среду, при сжигании и газификации углей. Следовательно, также необходимы экологические действия, с целью уменьшения воздействия вредных и токсичных ЭП на окружающую среду, и особое внимание следует обратить на F, P, Hg и Cr, поскольку их содержания в угля Кузбасса выше нормативных.

Литература:

1. *Авдеев А.П., Баловнев В.П.* Угольная база России. Т. 2. // Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири. М. 2003. - 602 с.
2. *Жаров Ю.Н., Мейтов Т.С.* Ценные и токсичные элементы в товарных углях России. Справочник. - М.:Недра, 1996. - 239 с.
3. *Кизильштейн Л.Я.* Экогеохимия элементов-примесей в углях. - Ростов-на-Дону: СК НЦ ВШ, 2002. - 296 с.
5. *Сапрыкин Ф.Я., Богданов В.В.* Общие сведения о редких элементах.//Методическое руководство по изучению и оценке месторождений угля на редкие элементы. М.: Недра, 1967. - 225 с.
6. *Созинов Н.А.* Металлогения и геохимия угленосных толщ СССР. - М., 1987.
7. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. - Екатеринбург: УрО РАН, 2005. - 538 с.

Оценка геоэкологической обстановки в прибрежной зоне Самбийского полуострова (Калининградская область)

Бодряков Т.В.

Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, timofey_bodryakov@vsegei.ru

В 2010 году при поддержке РФФИ были проведены полевые работы в береговой зоне Калининградской области в северной части Самбийского полуострова. В результате геохимического анализа было высчитано среднее значение по району, коэффициент концентрации и суммарный показатель загрязнения. Также были проведены минералогический, гранулометрический анализы и анализ на суммарное содержание нефтепродуктов и ПАУ. В результате исследований выявлены участки с загрязнением выше фонового по тяжелым металлам, а также по нефтяным углеводородам и ПАУ. Уровень загрязнения изученного участка определен, как **минимальный**.

In 2010 field investigations were carried out in the northern coastal zone of Sambian Peninsula with the support of RFBR. As a result of geochemical analysis regional background concentrations of different pollutants, as well as their load factor and integral index were calculated. Additionally mineralogical analysis, grain-size analysis and analysis for total oil products and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) were performed. As a result of researches some areas characterized by concentration of heavy metals, oil products and PAH higher than background were identified. The pollution level of research area was defined as **minimal**.

На предварительном этапе исследований был проведен анализ опубликованных и фондовых материалов, а также материалов исследований 2006-2008 гг., в которых автор принимал участие.

В июле 2010 г. в рамках данного проекта автором были выполнены полевые работы: обследовано 19 профилей, перпендикулярных береговой линии с описанием окружающего ландшафта и характеристикой поверхностных отложений (рис.1). Проведена фотосъемка места опробования (общий план ландшафта в районе точки опробования, а также непосредственно сама проба).

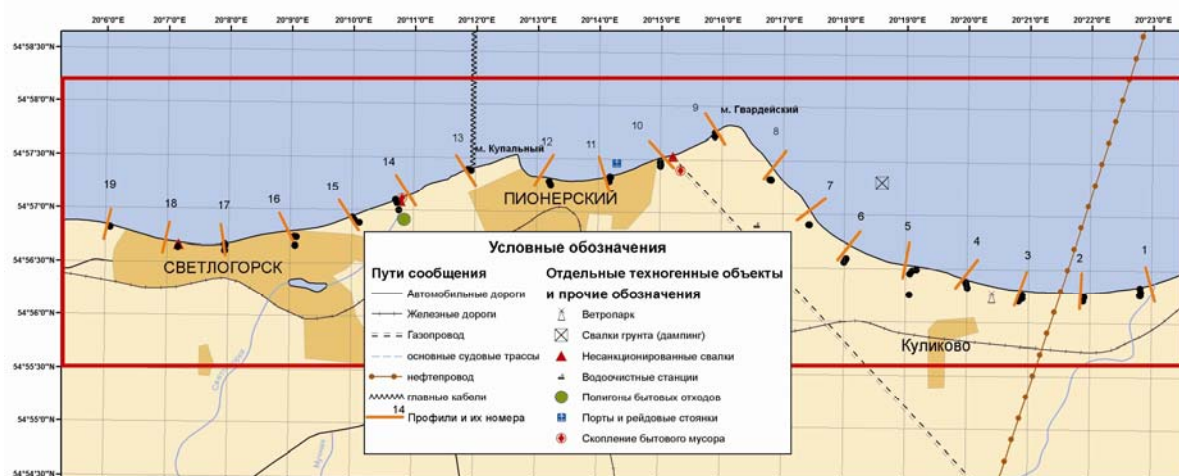


Рис.1. Карта фактического материала (полевые работы 2010 года)

На изученной площади было отобрано 60 проб осадков приурезовой части подводного берегового склона, пляжей и первой террасы. Лабораторные исследования проведе-

ны на сертифицированном оборудовании в Атлантическом отделении Института океанологии им. П.П. Ширшова (АО ИО РАН), г. Калининград, а также в лаборатории отдела Региональной геоэкологии и морской геологии ВСЕГЕИ.

17 проб были изучены на содержание $C_{орг}$, N, P, Fe, Mn, Na, K, Ca, Mg, Ti, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Cd, Pb, As в лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО РАН.

Для 9 проб песчаных осадков произведен 19-ти фракционный ситовой гранулометрический анализ (Методическое руководство «19-фракционный ситовой гранулометрический анализ» М., 1992 г, 21с.).

В 8 образцах, отобранных с пляжа и в зоне волнового воздействия (глубина менее 1 м), определен минеральный состав во фракциях меньше 0,1 мм и 0,1-0,25 мм (рис. 2).

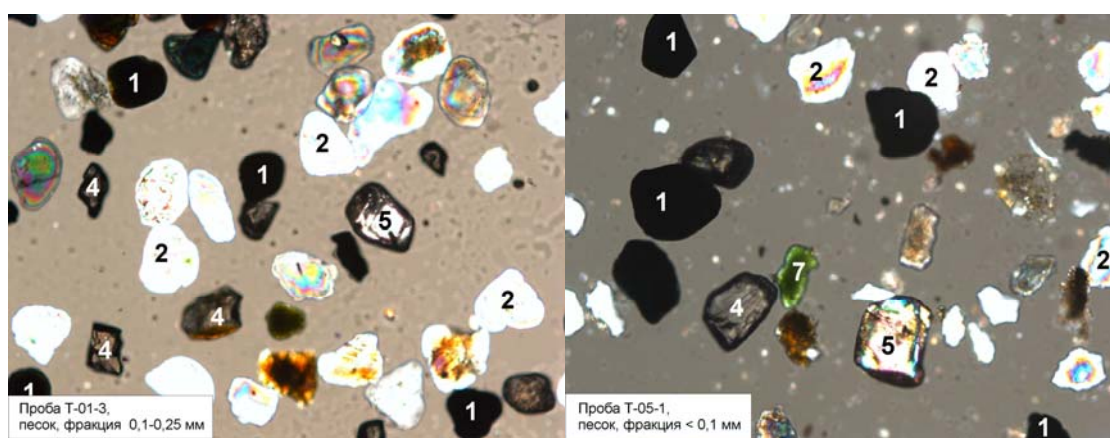


Рис.2. Минеральный состав пляжных песков северной части Самбийского полуострова (1- рудные черные, 2- кварц, 3- амфибол, 4- гранат, 5- циркон, 6- эпидот, 7- глауконит). Амфибол и эпидот не попали в поле снимка

15 проб донных осадков и рыхлых отложений пляжа и террасы были проанализированы на суммарное содержание нефтепродуктов (НП) и полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) методом газовой хроматографии/масс-спектрометрии в ФГУП «ВНИИМ им. Д.И. Менделеева».

В целом, изученный участок побережья характеризуется равномерным распределением химических элементов. Низкие показатели Кс (коэффициента концентрации) говорят о естественно-нормальной экологической обстановке. Колебания суммарного показателя загрязнения Zс являются незначительными, и по этому показателю почвы относятся к первому, минимальному уровню загрязнения (табл.).

Суммарный показатель загрязнения по изученным пробам донных осадков и рыхлых отложений пляжа и террасы

	Т-01-3	Т-01-4	Т-01-5	Т-05-1	Т-05-2	Т-05-3	Т-05-4	Т-08-1
Сумм. показ. загр(Zс)	1,80	1,47	1,56	1,54	1,73	1,69	1,62	1,41
	Т-11-2	Т-11-3	Т-11-4	Т-13-1	Т-16-1	Т-16-2	Т-16-3	Т-17-1
Сумм. показ. загр(Zс)	2,12	1,59	2,11	1,60	1,71	1,48	1,42	1,92

Химическим анализом выявлено незначительное количество проб с аномально высокими содержаниями элементов-токсикантов. Максимальные содержания Zn и Pb отмечаются в почвах террасы в восточной части района исследований. Таковыми являются почвы, в которых содержание мелкоалевритовой-пелитовой (< 0.01 мм) фракции превышает 30-50%, в отличие от песков, где содержание пелита $< 1\%$. Это согласуется с правилами фракций [2].

Факторный анализ методом главных компонент [1] позволил сделать следующие выводы:

1. Распределение элементов (Cu, Ti, Cd, Сорг, K) обусловлено, главным образом, первичным минеральным составом осадков;
2. Техногенная составляющая в данном случае оказывает незначительное влияние;
3. Накопление техногенной (дополнительной к природной) части химических элементов за счет сорбции, не происходит.

Содержание нефтепродуктов в донных осадках и пробах суши в изученном районе колеблется от 2 до 28 мг/кг и распределено неравномерно. В восточной части г. Светлогорска в районе Променада (рис. 3а) выявлены повышенные содержания нефтепродуктов. Вероятно, это связано с особенностью береговой линии (искусственная валунная наброска под Променадом, перпендикулярным берегу) и гидродинамикой, а на суше не исключено антропогенное влияние. Повышенное содержание нефтепродуктов отмечено также на террасе между автодорогами с интенсивным движением (рис. 3б).



Рис. 3а. Проба около Променада с повышенным содержанием нефтепродуктов



Рис. 3б. Проба между автодорог

Распределение полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) также неравномерное и различается на несколько порядков (минимальное значение составляет 1.4 мг/кг, максимальное - 331 мг/кг), при этом в трети проб наблюдается преобладание углеводородов техногенного происхождения.

Таким образом, в результате исследований выявлены участки с загрязнением выше фонового по тяжелым металлам, а также по нефтяным углеводородам и ПАУ. Это участок

севернее поселка Куликово (цинковая аномалия, превышено содержание свинца и кадмия, а также нефтепродуктов) и восточная часть г. Светлогорска (антропогенное воздействие, превышение Zn и аномалия ПАУ).

Поскольку уровень загрязнения обследованной площади остается минимальным, то необходимо его сохранить хотя бы на существующем уровне. В будущем при полном вводе в эксплуатацию новой автомагистрали в районе г. Светлогорска и увеличением автомобильных потоков возрастет техногенная нагрузка на природную среду. Для предотвращения загрязнения близлежащих территорий необходимо использовать стандартные меры (посадка деревьев и кустарников и создание канав вдоль дорог).

Автор благодарит за помощь и ценные указания сотрудников ФГУП «ВСЕГЕИ» и АО ИО РАН.

Работа проведена при поддержке РФФИ (грант 10-05-90756-моб_ст) в 2010 г.

Литература:

1. Белонин М.Д., Скублов Г.Т. и др. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982, 320 с.
2. Емельянов Е.М. Геохимия взвеси и осадков в Гданьском бассейне и процессы седиментации. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море. Под ред. Е.М.Емельянова и В.Н. Лукашина. М.: Наука, 1986. с. 57-114.
3. Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Кобленц-Мишке О.И., Кравцов В.А. и др. Экологическая и геохимическая обстановка в Восточной Балтике // Проблемы изучения и охраны природы Куршской косы. – Калининград: ГП «КГТ», 1998. – С. 148-186.
4. Немировская И.А, Зарецкас С.А. Состав алифатических углеводов донных осадков Балтийского моря. Океанология, 2001, том 41, №1, с.53-60
5. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др. Геохимия окружающей среды. - М.: Недра, 1990, 334с

Геохимические индикаторы разноранговых структурно-формационных неоднородностей в угольных пластах Восточного Донбасса

Брусенцов А.А., Гамов М.И., Рылов В.Г.
ЮФУ, Ростов-на-Дону, Россия, gatov@sfedu.ru

В ископаемых углях и вмещающих породах Восточного Донбасса установлена типоморфная группа элементов-примесей. Типоморфизм обусловлен характером палеообстановок торфо-угленакопления и эволюцией конседиментационных тектонических структур бассейна в виде локальных поднятий и впадин, послуживших одной из возможных причин расщепления угольных пластов, а также широким развитием эпигенетических процессов, играющих значительную роль в геохимической специализации угольных пластов, проявленной в неоднородной карбонизации органического вещества и перекристаллизации вмещающих пород, развитии зон минерализации и участков, обогащенных метаном и рудными компонентами.

In fossil coals and host rocks of the Eastern Donbass, we recognized a group of supplementary elements as typomorph ones. Typomorphism is linked with the character of depositional setting of coal and the evolution of synsedimentary basin tectonic structures, namely uplifts and depressions, which have become the main trigger of splitting of coal beds and also broad appearance of epigenetic processes playing a significant role in geochemical specialization of coal beds, heterogenous carbonization of organic matter, re-crystallization of host rocks, development of mineralization zones and blocks enriched by methane and ore components.

В ископаемых углях и вмещающих породах Восточного Донбасса установлены в качестве типоморфных элементов-примесей ртуть, свинец, кадмий, хром, никель, ванадий, бериллий, селен, цинк, мышьяк, сурьма, медь, уран, марганец, вольфрам, германий и некоторые редкоземельные металлы [2,5]. Обогащение органического вещества углей тяжелыми металлами, в целом, весьма характерно для древних рифтогенных структур. Отличительные особенности строения и металлогении таких осадочно-породных бассейнов определяются рядом факторов, среди которых можно выделить основные:

- обрамление зонами глубинных разломов, по которым возможна инфильтрация эндогенных металлоносных флюидов непосредственно в бассейн седиментации;
- долгоживущий характер трансрегиональных разломов, подновляющихся при орогенезе и регулирующих поступление эпигенетических и плутоногенно-гидротермальных растворов (в том числе и углеводородных газов) в угленосную толщу на поздних этапах тектоно-магматической активизации;
- отсутствие достоверных генетических связей гипабиссального (дайкового) магматизма с рудными концентрациями элементов в углях и вмещающих породах;
- существенная роль в постседиментационном рудообразовании элизионно-катагенетических процессов преобразования собственных георесурсов осадочно-породного бассейна.

В пределах Донецкого угольного бассейна основными проводниками полиметалльного оруденения традиционно считаются осевые разрывные нарушения Главной и Северной

антиклиналей [1]. Шарнирами этих антиклиналей, имеющих субширотное простирание, территория Восточного Донбасса разделена на три структурно-тектонические зоны – южную, центральную и северную, отличающиеся строением угольных пластов, темпами осадконакопления и интенсивностью палеонапряжений, развивавшихся в последующие периоды инверсии и дислокационного метаморфизма угленосной толщи.

В выделенных зонах на характер палеообстановок торфо-угленакопления существенное влияние оказали конседиментационные тектонические движения, заложившие поперечные структуры бассейна в виде локальных поднятий и впадин и послужившие одной из возможных причин расщепления угольных пластов. При этом, участки с относительно большей мощностью угленосных свит приурочены к поперечным впадинам, а меньшей – к поперечным поднятиям.

Анализ геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических особенностей формирования ископаемых углей Восточного Донбасса показывает, что процессы регионального метаморфизма угольных пластов и углевмещающих пород неоднократно сопровождалась эпигенетическими явлениями в форме углеводородной флюидизации, обусловленными фильтрацией сложных по составу паро-водно-газовых растворов (флюидов) по зонам тектонических нарушений при высоких перепадах термодинамических параметров. В общем случае эти явления играли значительную роль в геохимической специализации угольных пластов, в неоднородной карбонизации органического вещества и перекристаллизации вмещающих пород, развитии зон минерализации и участков, обогащенных метаном и рудными компонентами [4].

Таблица 1

Региональные кларки элементов-примесей в каменных углях марки ТА Восточного Донбасса

Элементы	Региональные кларки углей из различных палеогеографических зон древнего торфяника						Кларки (в г/т) каменных углей по Я.Э.Юдовичу и др., 1985
	Низинная зона			Верховая зона			
	x*	S	V %	x	S	V %	
Ba, г/т	65,3	44,7	68	115,6	53,2	46	130 ± 19
Pb, г/т	2,0	1,0	50	2,6	0,5	20	25 ± 3
Ga, г/т	1,0	0,7	70	2,2	1,1	50	7 ± 1
Ni, г/т	4,1	2,0	49	4,1	1,1	26	16 ± 2
Zn, г/т	7,1	7,9	111	7,8	1,8	23	22 ± 2
Ti, г/т	197,4	140,1	71	433,3	141,4	33	500 ± 100
Cu, г/т	4,8	2,1	44	7,1	1,2	17	18,5 ± 2
V, г/т	5,3	3,2	60	9,0	1,8	20	31 ± 3
Ge, г/т	0,11	,08	73	0,12	0,04	33	2,9 ± 0,3
Mn, г/т	92,7	79,6	86	32,8	17,0	52	95 ± 16
Ca, %	5,0	5,6	112	3,3	2,7	82	-
Fe, %	12,8	6,0	47	6,2	2,0	32	-
Si, %	2,9	1,7	59	3,2	0,7	22	-
Al, %	2,8	1,7	61	7,8	3,0	38	-

*x – среднее, S – стандартное отклонение, V – коэффициент вариации значений элементов-примесей в каменных углях Донбасса

Сравнение геохимических индикаторов флюидизированных угольных пластов с угольными кларками проводилось дифференцированно, в зависимости от палеогеоморфологических обстановок их накопления: так, угольный пласт h_8 сформирован верховыми торфяниками, морфологически выдержан на всей площади, структурно однороден и отличается низкой сернистостью (0,7-1,0 %) и зольностью (< 10 %) угольных пачек. Пласт m_8^1 формировался в обстановке, переходной от верховой к низинной и состоит из нижней и верхней пачек, последняя из которых имеет признаки пониженных участков накопления торфяников. Приведенные угольные кларки отличаются от средних значений содержания элементов-примесей в углях флюидокативных зон, что согласуется с некоторыми изменениями зольности и сернистости углей (табл. 1).

Сравнение геохимических показателей углей проводилось также по обобщенным выборкам, без деления шахтопластов по фаціальным признакам (табл. 2.).

В данной таблице выделены средние значения элементов, отличающиеся от региональных угольных кларков, что наглядно свидетельствует о наличии причинно-следственных связей метанообильности и концентраций большинства элементов-примесей в угольных пластах. Независимо от обстановки торфонакопления угли из флюидокативных зон отчетливо идентифицируются по повышенным содержаниям Ba, Zn, V, Pb, Ni, Ge. Это свидетельствует о том, что их концентрации связаны как с геолого-структурными факторами, так и с особыми свойствами флюидизированного угольного вещества. Некоторые элементы, вероятно, являются индикаторами фаціальных обстановок, благоприятных для последующего накопления углеводородных газов.

Таблица 2

Элементы-примеси в антрацитах «спокойных» и флюидоактивных (выбросоопасных) шахтопластов Восточного Донбасса

Элементы	Антрациты спокойных пластов (44 пробы)			Антрациты флюидоактивных пластов					
				Шахты № 17 (12 проб)			Шахты Штеровская (28 проб)		
	x, г/т	S	V, %	x, г/т	S	V, %	x, г/т	S	V, %
Ti	245.7	169.0	69	258.0	405.0	150	378.0	402	107
Ba	75.6	50.3	67	183	123	68	209.0	140	51
Mn	80.5	75.3	94	184.8	294.0	159	33.6	21.8	65
Zn	7.2	7.06	98	23.2	15.2	65	28.1	44.9	215
V	6.1	3.32	54	24.5	18.1	73	33.8	17.2	50
Ag	7.6	5.3	70	-	-	-	-	-	-
Cu	5.2	2.1	41	6.3	4.4	69	5.9	5.0	84
Ni	4.1	1.9	45	17.1	6.9	40	29.4	12.9	43
Pb	2.1	1.0	45	43.5	38.9	89	17.1	6.5	55
Ga	1.2	.9	76	1.28	0.9	86	2.3	1.4	61
Ge	0.16	0.06	38	2.7	2.7	100	1.5	1.0	66
Mo	0.22	0.1	4.5	-	-	-	-	-	-
Sn	0.21	0.15	71	-	-	-	-	-	-
Be	0.15	0.08	53	0.26	0.26	100	0.17	0.09	53

*x– среднее, S – стандартное отклонение, V – коэффициент вариации значений элементов-примесей

Так, метанообильные угольные пласты верховых обстановок отличаются аномально высокими концентрациями Ti, а низовых – Mn.

Природа геохимических аномалий, сопровождающих метанообильные зоны флюидизации, сложна и, вероятно, полигенна. Корреляционный и факторный анализы геохимических признаков угля пласта m₈¹, проведенные по отдельным выборкам проб показали, что корреляционные параметры элементов примесей в «спокойных» углях отличаются от таковых для флюидоактивных углей.

Выявленные корреляционные связи различных по своим свойствам химических элементов могут объясняться их первично сорбированной формой ($E_{\text{сорб}}$) в органическом или глинистом веществе угольных пластов. Другой причиной сложившихся геохимических ассоциаций, вероятно, должно являться сходное поведение элементов при метаморфизме и их совместная миграция в виде металлоорганических комплексов.

Изучение, например, форм нахождения Fe в углях методом мессбауэровской спектроскопии показало, что соотношение между органической и сульфидной формой Fe ($F_{\text{орг.}} / F_{\text{сульф}}$) явно повышается в пользу минеральной вблизи от очага выброса в пределах пласта m₈¹ шахты № 17.

Аналогичный вывод можно сделать и для локальных скоплений Ge в зонах флюидизации с учетом его дифференцированного накопления в осадочном процессе. Так, в углекислых и углекисло-азотно-метановых термах, которые формируются в песчано-сланцевых толщах, содержание Ge может достигать 200 мкг/л. Такой тип вод генерируется в глубокопогруженных горизонтах сланцевых толщ угольных бассейнов, в районах молодого вулканизма. По мнению С.З.Крайнова [3], Ge в виде хлорида отгоняется из сланцев при их прогреве, причем отмечается его корреляция с метаном и хлором. Данный механизм вполне реален для Донецкого складчатого сооружения и в этой связи Ge выступает как один из наиболее важных индикаторов металлообильных зон.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что типоморфные геохимические признаки имеют как «спокойные» угли, так и угольные пласты, содержащие метанообильные зоны. На разных иерархических уровнях структурно-формационных неоднородностей угольных пластов этот типоморфизм проявляется в повышенных, и часто аномальных содержаниях большинства рудных элементов-примесей. Повышенные концентрации элементов-примесей в таких зонах в первую очередь объясняются условиями углефикации органического вещества и проявлениями эпигенетических процессов преобразования углепородных массивов в конседиментационных блоках структуры Восточного Донбасса.

Литература:

1. *Давыденко Д.Б., Зеленщиков Г.В., Бекезина А.Г.* Вопросы глубинной тектоники и магматизма в связи с перспективами золотоносности западных площадей Восточного Донбасса // Труды ЮНЦ РАН. Т.1. Ростов н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. - С. 117 - 128.
2. *Кизильштейн Л.Я.* Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов н/Д, изд-во СКНЦ ВШ, 2002. 295
3. *Крайнов С.З.* Геохимия редких элементов подземных вод. - М., 1973. - 295 с.
4. *Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г.* и др. Угледородная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. - Ростов н/Д, изд-во РГУ, 2004. - 270 с.
5. Угольная база России. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения европейской части России (Северный Кавказ, Восточный Донбасс, Подмосковный, Камский и Печорский бассейны, Урал). – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000. - 483 с.

Ванадиеносность нефтей Ярегского месторождения и особенности его геологического строения

Габдрахманов Р.Р., Гильмутдинов Р.Р.

КФУ, Казань, Россия, ringabdrakhmanov@mail.ru; ruslan-gilm371@yandex.ru

В геологическом строении Ярегского месторождения принимают участие породы протерозойского складчатого комплекса фундамента, отложения среднего и верхнего отдела девонской системы и четвертичные образования. Промышленная нефтеносность приурочена к терригенным отложениям пласта III среднего и верхнего девона, залегающим на глубине около 200 м и содержащим аномально вязкую нефть, ванадиеносность которой оценивается как промышленная. Существуют различные гипотезы обогащения нефтей ванадием, для проверки которых необходимо комплексное изучение геологии месторождения.

Yaregskoe field cross section consists of Proterozoic infolded basement, Middle and Upper Devonian and Quarternary rocks. Commercial oil-bearing capacity belongs to terrigenous deposits of layer III of Middle and Upper Devonian that occurs at depth 200 m and contains anomalously viscous oil. Vanadium presence of these oils is estimated like commercial. There are different ideas of oils enrichment with vanadium and it is necessary to conduct integrated study of field's geology in order to check these ideas.

Целью данной работы является уточнение геологического строения Ярегского нефтетитанового месторождения, изучение причин обогащения нефтей данного месторождения ванадием, а также количественная оценка содержания ванадия. Для достижения поставленных целей по образцам было проведено изучение шлифов, исследование микрофотографий полированных поверхностей образцов, а также проведено их исследование методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР).

Фактический материал для проведения исследований был собран нами в пределах Ярегского нефтетитанового месторождения Ухтинского района Республики Коми. Месторождение разрабатывается шахтным способом. Спуск в шахту для отбора образцов был произведен в июле 2010 года. В блоке «345-Северный» нами было отобрано 6 образцов (5 сильно нефтенасыщенных песчаников и 1 образец из вышележащего диабазового горизонта), в блоке «1Т-2» – 2 образца (сильно нефтенасыщенный песчаник и оливинный диабаз).

В геологическом строении Ярегского месторождения принимают участие породы протерозойского складчатого комплекса фундамента, отложения среднего и верхнего отдела девонской системы и четвертичные образования.

Нефтяная залежь пластово-сводового типа шириной 4-6 км и высотой до 87 м находится в песчаниках среднего и верхнего девона, слагающих единый продуктивный «пласт III» живецкого и эйфельского возраста. Он лежит в основании преимущественно глинистого девонского разреза непосредственно на неровной поверхности рифейского фундамента на глубине 130-300 м. При средней мощности 70 м пласт выклинивается на западе

на выступах фундамента и обрывается здесь сколами крупного тектонического нарушения, а во впадине фундамента, занимающей большую часть месторождения, достигает максимальной мощности до 106 м. На месторождении нет единого водонефтяного контакта. Это объясняется тектоникой и литологическим строением пласта. В тектоническом отношении Ярегское месторождение приурочено к асимметричному Ярегскому поднятию, ограниченному системой нарушений.

Нефть Ярегского месторождения тяжелая, высоковязкая, сернистая. Средняя плотность ее в стандартных условиях составляет $0,945 \text{ кг/м}^3$. Вязкость нефти в пластовых условиях 12000 мПа·с, а при 100 °С снижается до 60 мПа·с.

По результатам изучения шлифов (изготовленных из экстрагированных образцов) и микрофотографий полированных граней были выявлены следующие особенности:

- все изученные образцы нефтенасыщенных песчаников являются кварцевыми, кластеризованными, от тонко- до среднезернистых; в разной степени присутствуют полевые шпаты, имеются межкластерные изолированные поры неправильной формы с оторочкой остаточного битума (что может говорить о наличии битумов двух генераций – легкие вымылись при экстракции, тяжелые сохранились); в отдельных образцах наблюдается как регенерация зерен, так и их растворение; в качестве примеси во многих образцах присутствует пирит (рис. 1);

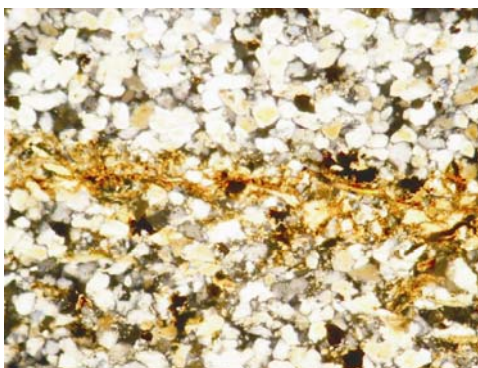


Рис. 1. Фото шлифа образца № 3 при скрещенных николях

- в оливиновых диабазах имеются поровые каналы, часть из которых заполнена выделениями скелетных кристаллов магнетита (рис. 2).

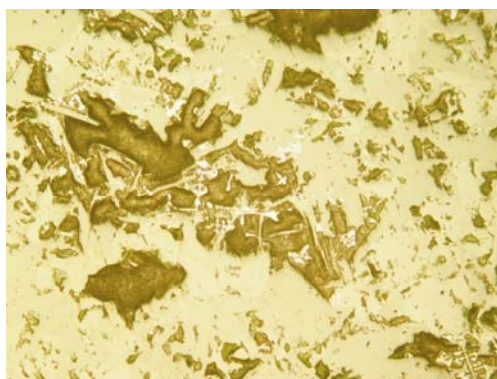


Рис. 2. Микрофотография полированной грани образца № 7 (в центре – скелетный кристалл магнетита)

Для спектров ЭПР всех образцов характерно присутствие линии ванадила, а в спектрах радикала электронно-дырочного центра (Е штрих) в зернах кварца, полученных по образцам нефтенасыщенных песчаников, их широкая амплитуда (рис. 3), что указывает на наличие в разрезе источников радиоактивного облучения;

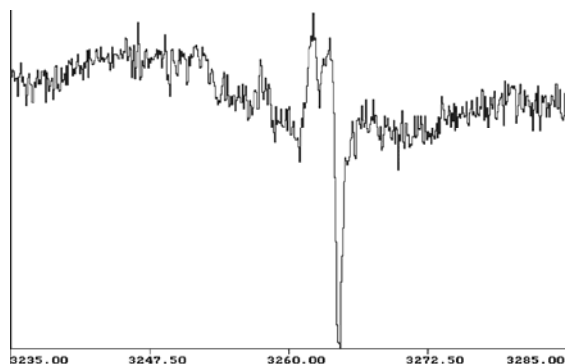


Рис. 3. ЭПР спектр радикала образца № 3

Таким образом, полученные результаты исследований сводятся к следующему:

1) выявленные в шлифах и на микрофотографиях полировок выделения пирита и магнетита (рис.2.) в поровом пространстве песчаников являются одной из причин снижения фильтрационно-емкостных свойств основного продуктивного пласта III; 2) в плоскости шлифов большей части образцов наблюдается как регенерация зерен, так и их растворение, что может свидетельствовать об интенсивных биокосных процессах в пределах коллектора; 3) на микрофотографиях полированных граней установлены выделения скелетных кристаллов магнетита в поровом пространстве песчаника и вышележащей диабазовой дайки. В спектрах ЭПР по всем образцам наблюдаются аномальная интенсивность ванадила и широкая амплитуда спектров радикала E' (электронно-дырочные центры) в зернах кварца, что указывает на наличие в разрезе источников радиоактивного облучения.

Мы попытались оценить концентрацию ванадия по спектрам электронно-парамагнитного резонанса.

Оценка концентрации основывалась на зависимости содержания ванадия от приведенной (к массе образца и интенсивности эталона) интенсивности сигнала ванадила в спектре ЭПР, полученной ранее в Казанском университете для нефтей, сходных по составу и физико-химическим свойствам с нефтью Ярегского месторождения. Эта зависимость выглядит так (рис. 4):

По уравнению этой зависимости была произведена экстраполяция для образцов Ярегского месторождения: 1) жидкой экстрагированной из всех образцов в одну бутылку нефти Ярегского месторождения; 2) образца №7. По жидкой экстрагированной из всех образцов в одну бутылку нефти Ярегского месторождения приведенная интенсивность сиг-

нала ванадила на спектре ЭПР (в у.е.) составила 41,04478, содержание ванадия мы оценили как 545 грамм на тонну нефти.

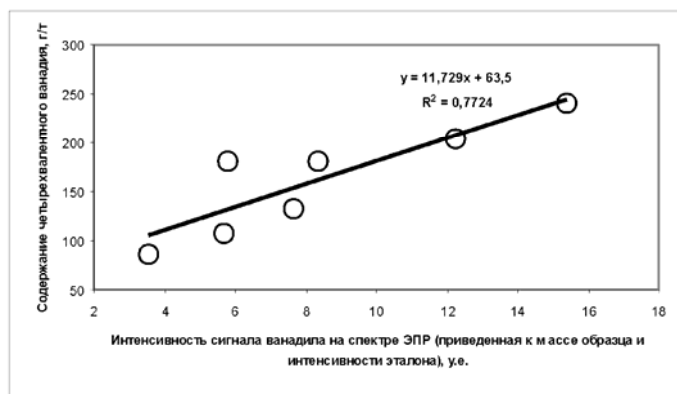


Рис. 4. Зависимость содержания ванадия от приведенной (к массе образца и интенсивности эталона) интенсивности сигнала ванадила в спектре ЭПР

По седьмому образцу приведенная интенсивность сигнала ванадила на спектре ЭПР составила 66,0793, содержание ванадия 839 грамм на тонну нефти. Вероятней всего, оценка, полученная по жидкой экстрагированной нефти, является более достоверной. Полученная оценка указывает на промышленную ванадиеносность нефтей Ярегского месторождения.

Существуют 2 основные точки зрения на механизм обогащения нефтей ванадием:

1) накопление ванадия на стадии формирования органического вещества, в котором участвуют остатки организмов, способных аккумулировать в себе аномальное количество ванадия [1]; 2) гипергенные процессы, связанные с подземными водами: залежи нефти, попадая в зону активного гипергенеза и вступая в контакт с ванадийсодержащими инфильтрационными водами окислительной обстановки, усваивают водорастворимый ванадий [2]. Мы попытались проверить каждую точку зрения в соответствии с полученными нами по Ярегскому месторождению данными. В пользу первого механизма говорят 3 факта. Первый – наличие выполняющих поровое пространство кристаллов магнетита (вероятнее всего, магнетит является продуктом жизнедеятельности бактерий, так как гидротермальный магнетит образуется при 360°C, что маловероятно в нашем случае); второй – коррозия и в то же время регенерация зерен песчаника. Мы считаем, что это может объясняться биокосными процессами. Ну и третий – это присутствие в шлифах пирита.

В пользу второго механизма говорят следующие показатели:

- **геохимические:** высокая плотность и сернистость (1,12% весовых) нефтей, повышенное содержание смол (20,6 % весовых) и асфальтенов (2,4 % весовых) и наличие поблизости очагов выветривания окисленных ванадиеносных пород;

- **гидрогеологические:** присутствие (в настоящем или геологическом прошлом) хлор-кальциевых и гидрокарбонатно-натриевых типов вод инфильтрационного генезиса с

очагами выветренных и окисленных ванадийсодержащих горных пород в области питания (вышележащие оливиновые диабазы);

- **геоструктурные:** крайне небольшая глубина залегания залежи и приуроченность к частям разреза под поверхностями несогласий (перерывы в осадконакоплении, денудационные поверхности и т.д.). В разрезе месторождения мы имеем три поверхности несогласия: 1) рифей/средний девон; 2) средний девон/верхний девон; 3) верхний девон/квартер.

Мы считаем, что механизм гипергенного процесса обогащения нефтей Ярегского месторождения ванадием имеет большую обоснованность.

Литература:

1. *Виноградов А.П.* О происхождении ванадия в нефтях и битумах. //В кн. Академику В.И.Вернадскому. К 50 -летию научной и педагогической деятельности. М.: 1936, - С.145 - 168

2. *Грибков В.В.* Один из возможных природных процессов обогащения нефтей ванадием.//Сборник научных трудов ВНИГРИ «Попутные компоненты нефтей и проблемы их извлечения». Л.: ВНИГРИ, 1989. - С. 28 - 39.

**Петрогеохимические особенности пород Благодатского массива
Кваркушко-Каменногорского мегаантиклинория
(западный склон Среднего Урала)**

Голобурдина М.Н.

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, goloburdina@hotmail.ru

В работе рассмотрены геохимические особенности пород Благодатского массива на основе данных по ряду несовместимых литофильных элементов (Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, TR). Породы различаются по содержанию этих элементов. С помощью диаграммы Nb/Y-Zr/Y (Condi, 2005) проведено сравнение основных пород Благодатского массива, шпалорезовского и дворцевого комплексов, как проявлений одной структурной зоны.

Geochemical features of the Blagodatsky Massive rocks are considered on the basis of the incompatible lithophylic elements (Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, TR) data. Rocks differ clearly on contents of these elements. Comparison of mafic rocks of the Blagodatsky Massive, Shpalorezov and Dvorezk complexes, which represent a single structural zone, were carried out on the basis of the diagram Nb/Y-Zr/Y (Condi, 2005).

Благодатский массив представляет собой в плане три сближенные линзовидные меридионально вытянутые сложнопостроенные тела размером ~ 2х0,5 км, обнажающиеся на восточном склоне одноименной горы. Массив образован сочетанием пластообразных, трубообразных, жильных и дайковых тел, выполненных породами разных петрографических типов: щелочно-основного (трахибазальтами, долеритами, эссексит-долеритами) состава и более поздними, сильно измененными породами щелочно-ультраосновного состава с карбонатными метасоматитами (Зильберман, Чернышова и др., 1978ф; Лукьянова, Лобкова, 1979ф, 1981ф; Рыбьякова и др., 2008). Встречены также жилы и дайки алмазонасных туффизитов [3]. Разные типы пород в составе массива имеют тектонические или интрузивные взаимоотношения как с вмещающими породами, так и между собой. Вся совокупность пород Благодатского массива, а также близкие им ассоциации пород в верховьях р. Полуденной, в районе пос.Семеновка, на левобережье р. Вильвы, против устья р. Танчихи, на р. Кусье были выделены в благодатский комплекс общей протяженностью 120 км при ширине ~ 25 км [1].

В результате проведенного петрогеохимического исследования с привлечением данных предыдущих лет установлена специфика щелочно-ультраосновных пород К-серии и основных умеренно-щелочных и щелочных пород Na-серии Благодатского массива. Геохимические особенности пород сравниваются по особенностям распределения высокозарядных элементов, наименее подвижных при вторичных процессах.

Повышенные содержания Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, TR отвечают щелочно-ультраосновным породам, а минимальные - долеритам (рис.1, 2). По распределению Y, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta в породах Благодатского массива (рис.1) отмечается конформность сравниваемых типов пород, что может свидетельствовать об их генетической близости. В то же время фиксируются отчетливые различия по щелочности. По распределению

TR щелочно-ультраосновные породы имеют в 2-3 раза более высокие отношения La_n/Yb_n (от 22 до 37), относительно таковых в долеритах и трахибазальтах (от 7 до 13).

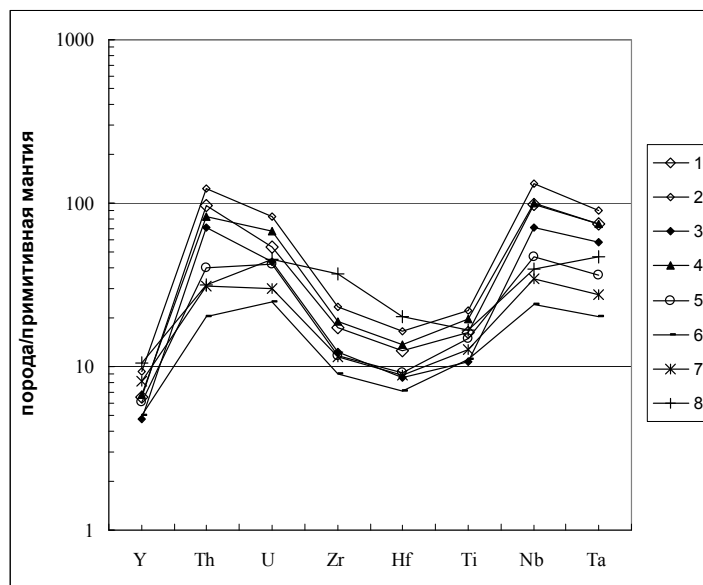


Рис.1 Средние содержания высокозарядных элементов, нормированных по примитивной мантии (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), в породах Благодатского массива и шпалорезовского комплекса (западный склон Среднего Урала).

Условные обозначения: 1-7 –породы Благодатского массива: 1- микропорфировые щелочно-ультраосновные породы (n=5), 2- бескарбонатные лавобрекчии щелочно-ультраосновного состава (n=5), 3- лавобрекчии щелочно-ультраосновного состава с карбонатным материалом (n=9), 4- лампроитоподобные (?) породы (n=4), 5- базальтовые породы (n=8), 6- долериты (n=2), 7- трахибазальты (n=3); 8 – трахибазальты (n=8) шпалорезовского комплекса.

Примечание: данные по породам Благодатского массива: ВСЕГЕИ, лаборатория ФГУП "ВСЕГЕИ", ISP MS, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов; 2 ан. по трахибазальтам по В.А. Кононова, В.А. Первов и др., 2000 [2]; данные по шпалорезовскому комплексу по Н.А. Румянцевой.

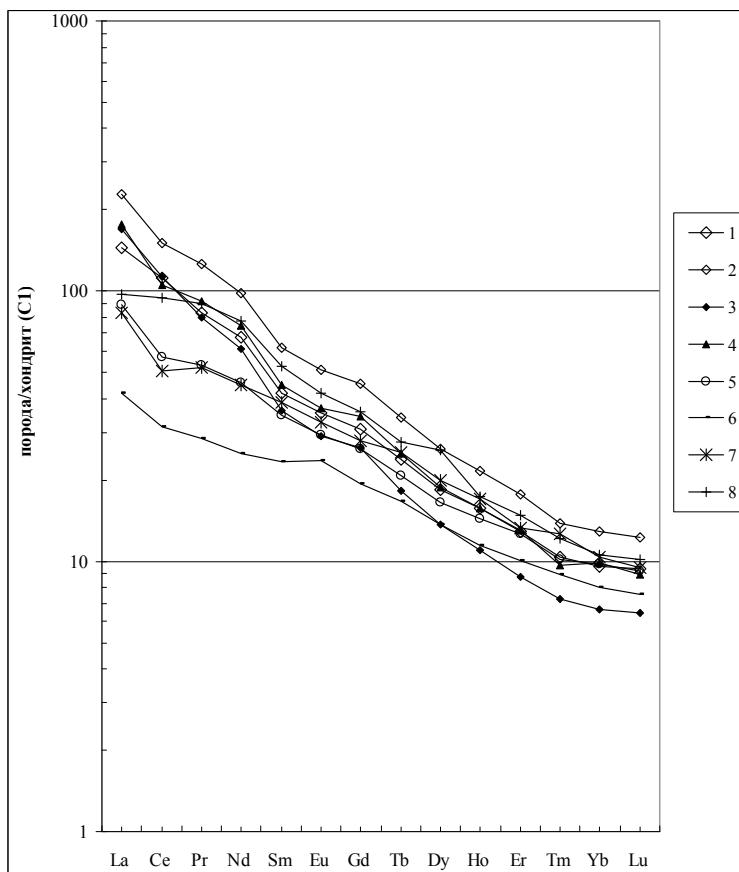


Рис.2 Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (C1), в породах Благодатского массива и шпалорезовского комплекса. Условные обозначения см. рис.1.

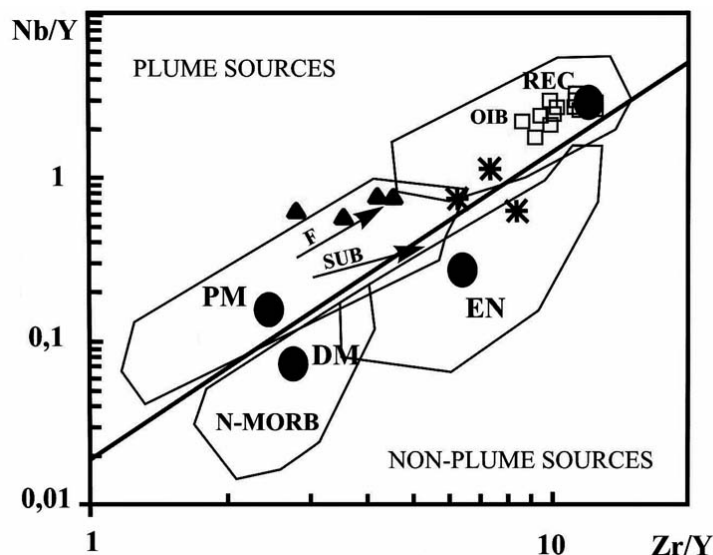


Рис.3 Диаграмма Nb/Y – Zr/Y геодинамических обстановок и типовых мантийных источников (по Condi, 2005) для пород Кваркушко-Каменногорского поднятия (Средний Урал).

Условные обозначения. Области: DM – деплетированная мантия; PM – примитивная мантия; EN – субдуцированная верхняя кора, по К.Конди; OIB – базальты океанических островов; REC – субдуцированная океаническая кора; стрелками показан «эффект» выплавления (F) и смещения (SUB). Треугольники – трахибазальты, долериты Благодатского массива, звездочки – трахибазальты шпалорезовского комплекса; квадраты – пикробазальты, трахибазальты дворецкого комплекса.

Примечание: данные по дворецкому комплексу по работе В.А. Кононова, В.А. Первов и др., 2000 [2].

Важное значение для типизации пород Благодатского массива и их сравнения с другими комплексами Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (западный склон Средний Урал) имеют особенности распределения Nb и Zr. На диаграмме Nb/Y-Zr/Y [4] составы трахибазальтов Благодатского массива и шпалорезовского комплекса располагаются на линии смещения составов поля PM и составов поля EN (рис.3), причем породы шпалорезовского комплекса наиболее обогащены коровым компонентом. Обособленно выделяется дворецкий комплекс, располагающийся в поле OIB, что свидетельствует о принципиально отличном типе источника. По содержанию ряда высокочarged элементов – Y, Th, Nb трахибазальты шпалорезовского комплекса близки к трахибазальтам Благодатского массива и заметно отличаются повышенными содержаниями U, Zr, Hf, Ti, Ta, TR (см. рис.1, 2).

Литература:

1. Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Доордовикская история Урала. № 3. Вулканизм. 1980. С. 30-46.
2. Кононова В.А., Первов В.А., Гурбанов А.Г., Карпущина Е.В., Боровков А.И. Петрология магматических пород алмазоносных районов Пермской области. 2000. 24 с.
3. Рыбальченко А.Я. Закономерности локализации и алмазоносность интрузивных пирокластитов Талицко-Благодатского туффизитового поля // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С.147-150.
4. Condi K. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V.79. №3/4. P.491-516.

Геохимия подземных вод Талдинского участка (Кузбасс)

Домрочева Е.В.

ТФ ИНГГ СО РАН, Томск, Россия, *Domrocheva@rambler.ru*

В работе рассматриваются некоторые особенности гидрогеологического строения и геохимии природных вод Талдинской площади Ерунаковского района Кузбасса. В гидрогеохимическом отношении на рассматриваемой территории выделяются две зоны: пресных и солоноватых вод. Пресные воды с минерализацией до 1 г/л и pH 7-8 распространены до глубины около 300 м, реже 500 м. Зона солоноватых вод характеризуется более высокой минерализацией (от 1,0 до 13,0 г/л) и значениями pH до 10. Рост минерализации происходит в основном за счет HCO_3^- и Na, в отдельных случаях – за счет сульфат – иона, источником которого могут быть участки окисления сульфидов.

Some features of hydrogeological structure and geochemistry of natural waters of Taldinskoy area of Kuzbass are in the paper. In a gidrogeochemistry relation on the examined territory two areas are selected: fresh and brackish waters. Fresh waters with mineralization of up to 1 g/l and pH= 7-8 occur at depths down to ~300 m or seldom, 500 m. Brackish waters have mineralization of 1-13 g/l and pH reaching 10. The higher mineralization is due to the higher contents of HCO_3^- and Na^+ and, sometimes, SO_4^{2-} .

В течение последних лет Томским филиалом ИНГГ СО РАН изучаются гидрогеологические условия территории Талдинского разреза Ерунаковского района в связи с планируемой добычей метана из угольных пластов (рис. 1) [1-3]. По-прежнему большие трудности создает отсутствие достаточного количества гидрогеологических наблюдений на рассматриваемой площади. Тем не менее, ежегодное опробование имеющихся точек наблюдений позволяет пополнить существующую базу гидродинамическими и гидрогеохимическими данными.



Рис. 1. Карта расположения района исследования
1 – район расположения месторождений минеральных вод

Общие гидрогеологические условия района исследования рассмотрены в предыдущих работах [1-3]. В настоящей работе приведены анализы материалов и основные результаты исследований по гидрогеологии и гидрогеохимии Талдинского участка.

На данном участке развиты два водоносных горизонта (четвертичный и верхнепермский), гидравлически взаимосвязанные и образующие единый водоносный комплекс. В нем выделяются две зоны – верхняя, активного водообмена (до глубины порядка 300 м) и нижняя, замедленного водообмена (до глубины ~1500 м).

Породы первой зоны хорошо проницаемы и, как правило, промыты за счет восходящей фильтрации подземных вод в долинах рек, где развит активный водообмен. В меньшей степени он проявлен на других геоморфологических элементах: в рыхлых покровных отложениях и трещиноватых коренных породах. Проницаемость пород второй зоны более низкая и неравномерная по глубине. Принципиальное значение для решения вопроса о взаимосвязи подземных вод зон активного и замедленного водообмена имеют данные о глубинах залегания их уровней в скважинах, которые определяются положением областей питания и разгрузки водоносных горизонтов. Имеющиеся данные по глубине залегания уровня, как для скважин до 100 м (зона активного водообмена), так и в более глубоких (до 500 м), приуроченные к верхней части зоны замедленного водообмена) свидетельствуют о примерно одном и том же его высотном положении. Наиболее глубокие скважины (1000 м и более), также характеризуются высоким положением установившегося уровня воды, характерным для всего водоносного комплекса. Он закономерно снижается по направлению от водоразделов к долинам рек, что фиксируется при его замерах в скважинах, вскрывающих подземные воды на различной глубине, как в зоне активного, так и замедленного водообмена. Независимо от этой глубины положение уровня подземных вод в каждой из этих скважин совпадает с абсолютными отметками этого регионального уровня. Имеющиеся данные позволяют сделать однозначный вывод, что обводненные породы первого (четвертичного) и второго (верхнепермского) водоносных горизонтов имеют общий статический (установившийся после вскрытия скважинами всей водоносной толщи пород) уровень подземных вод. Имеющиеся в настоящий момент данные не дают возможности говорить о наличии выходов высоконапорных вод какого-либо другого водоносного комплекса, с иным положением уровня воды, который залегал бы под четвертично-верхнепермскими породами.

Проведенный анализ материалов, показывает, что областью питания подземных вод в характеризуемом районе являются водоразделы, прежде всего – более крупные, такой, например, как Бунгарап-Нарыкский. Наличие такого инфильтрационного питания и потока подземных вод подтверждается также результатами опытных гидрогеологических работ в ряде скважин, в которых пониженный при откачке уровень воды до ~500 м закономерно восстанавливался до статического, зафиксированного до проведения этих работ.

На изученном участке выделяются две гидрогеохимические зоны: пресных и солоноватых вод. Зона пресных вод распространяется до глубины ориентировочно 150 м, хотя

эта граница условна, т.к. на отдельных участках она поднимается до 100 м, на других опускается до 500 м, что обусловлено интенсивностью водообмена и проницаемостью отложений. Наибольшая мощность этой зоны наблюдается на участках интенсивного развития экзогенной трещиноватости и связана с геоморфологическими особенностями территории.

Изученные воды района имеют разнообразный состав и минерализацию от умеренно пресных до слабосоленых (от 0,4 до 9 г/л) при средних значениях для всего геологического разреза 1,5 г/л. Это преимущественно воды $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, Ca-Na , Na состава, иногда с повышенным содержанием сульфатов (рис. 2). Максимальное значение HCO_3^- достигает 6,4 г/л, SO_4^{2-} – 2,03 г/л, Cl^- - 0,35 г/л, pH изменяется от 7,0 до 10. Наблюдается взаимосвязь состава подземных вод и их общей минерализации (рис. 2). Из рисунка видно, что с увеличением минерализации от 1 до 10 г/л, меняется тип подземных вод от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ до $\text{HCO}_3\text{-Na}$ иногда $\text{SO}_4\text{-Na}$.

В целом содержания макрокомпонентов и величина pH на глубине неустойчивы. Повышение их обусловлено в большей степени за счет HCO_3^- и Na^+ , иногда за счет сульфат-иона и в меньшей степени хлора. Величина pH с глубиной растет (рис. 3), однако, на фоне такой закономерности, наблюдаются на достаточно больших глубинах (1053 м) ее значения порядка 7,3, что объясняется сложным тектоническим строением, глубоким распространением зоны повышенной трещиноватости горных пород и относительно активным водообменом на рассматриваемой площади.

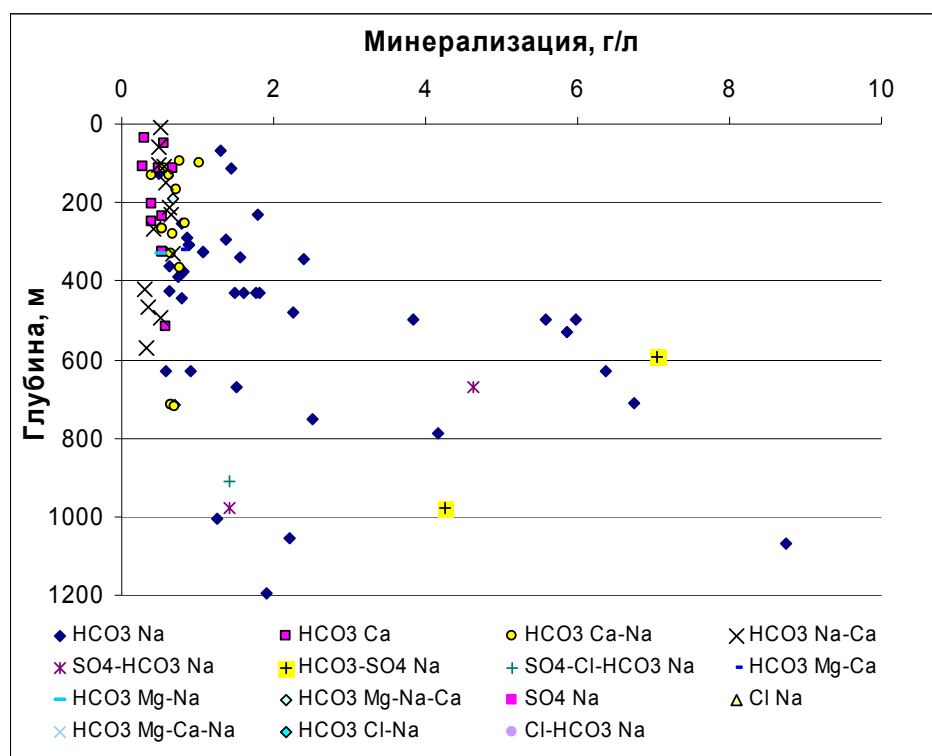


Рис. 2. Изменение минерализации подземных вод с глубиной на территории Талдинской площади

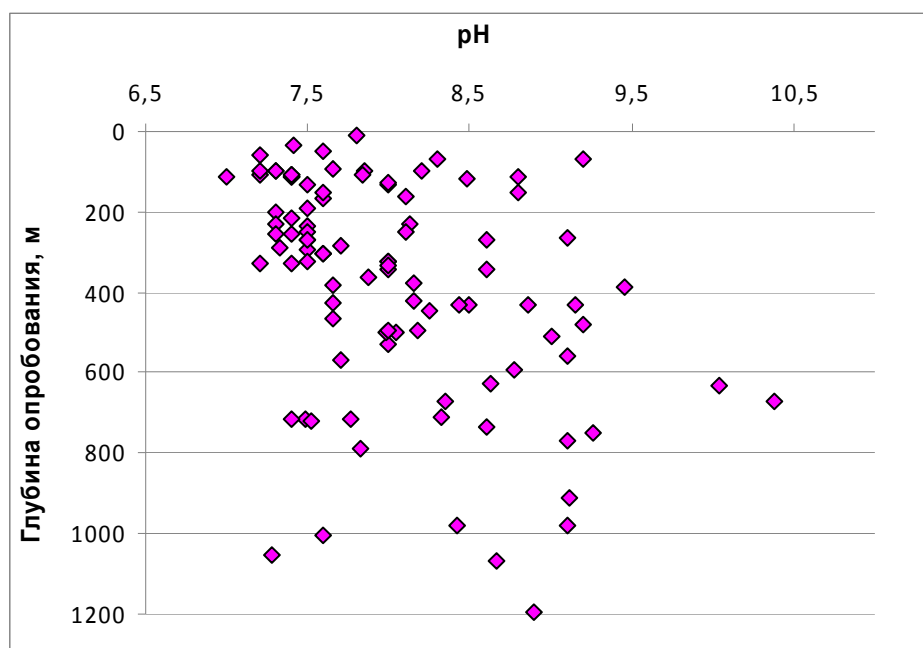


Рис. 3. Изменение значений рН с глубиной на территории Талдинской площади

Кроме этого, в гидрогеохимическом разрезе отмечено несколько аномальных участков, которые характеризуются более высокой минерализацией по сравнению с фоновыми ее значениями – от 4,0 до 8,8 г/л. Среди них четко выделяется ряд зон с очень высоким содержанием SO_4^{2-} (от 0,3 до 1,02 - 2,03 г/л). Подобные концентрации приходятся на интервал 600-700 м. Следует отметить, что этот интервал хорошо прослеживается на графике изменения минерализации с глубиной по некоторым скважинам. Подобные скважины располагаются в продолжении Воробьевского взброса, что позволяет предполагать наличие слабопроницаемых отложений, зон тектонических нарушений и разломов. По ним, видимо, проникает CO_2 из глубины и при взаимодействии с пиритом, который в достаточных количествах присутствует в угольных пластах, образует высокие содержания SO_4^{2-}

На основании этого выделяется зона сульфатных вод в интервале 600-700 м. Однако, утверждать о ее выдержанности по всей рассматриваемой территории нет оснований, т.к. в других скважинах она не прослеживается.

Анализ приведенных данных показывает, что подземные воды характеризуемой территории залегают в едином водоносном комплексе и образуют единую гидродинамическую систему с общим уровнем подземных вод и мощностью обводненных пород порядка 1500 м. Фактический материал показал, что уровень подземных вод устанавливается на близких отметках для зон активного и замедленного водообмена.

На территории Талдинской площади Ерунаковского района Кузбасса в зоне замедленного водообмена повсеместно, а в зоне активного водообмена локально развиты содовые воды с общей минерализацией от 9,0, реже 13 г/л и рН до 10.

Литература:

1. *Шварцев С.Л., Хрюкин В.Т., Домрочева Е.В. и др.* //Геология и геофизика. 2006, вып. 47, №7 - С. 878-889.
2. *Домрочева Е.В.* Гидрогеохимические особенности угольных районов юга Кузбасса: автореф. дис. .канд. геол.-мин. наук. Томск, Изд-во ТПУ, 2005.– 22 с.
3. *Домрочева Е.В., Шварцев С.Л.* Геохимия содовых вод Ерунаковского района Кузбасса. – Пермь: Изд-во П. университет, 2006. - С. 84-91.

Закономерности распределения газообразных углеводородов в донных осадках (на примере морей Карского и Лаптевых)**Илатовская П.В.**СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, *polinka25@gmail.com*

Одним из эффективных методов поиска скоплений углеводородов в разрезе осадочного чехла на акваториях является газовая геохимия, которая позволяет выявить площади аномальных концентраций углеводородных газов в донных осадках и придонно-пограничном слое водной толщи. Изучение закономерностей распределения газообразных углеводородов в донных осадках позволяет решать вопросы, связанные с источниками поступления газов в донные отложения.

Gas geochemistry is one of effective methods for searching hydrocarbon accumulations in the context of the sedimentary sea cover. It can be used to identify areas with anomalous concentrations of hydrocarbon gases in sediments and near bottom layer of the water column. Studying patterns of distribution of hydrocarbon gases in sediments helps to deal with sources of gases income in marine sediments.

Одним из эффективных поисковых методов на нефть и газ является газовая геохимия, которая позволяет обнаружить залежи по повышенному содержанию углеводородных газов в донных осадках. Изучение закономерностей распределения углеводородов (УВ) в донных осадках позволяет решать обширный круг проблем, связанных с поступлением и нахождением газов в осадочной толще морского дна.

Углеводороды в морских отложениях существуют в трех формах – свободный газ в межзерновом пространстве, растворенный в поровой воде, а также газ, сорбированный на поверхности глинистых частиц [1]. Появление газов в донных осадках возможно благодаря фильтрационно-диффузионному массопереносу газов из мест его скопления к поверхности дна. При фильтрации через донные отложения газы могут задерживаться, перераспределяться и накапливаться. Кроме того, некоторые УВ, главным образом метан, могут образовываться непосредственно в донных осадках в результате деятельности микроорганизмов [2].

Газ из донных осадков извлекался нами с помощью установки для дегазации СУОК – ДГ. Определение компонентного состава УВ в полученной газовой смеси проводилось методом газовой хроматографии на хроматографе с пламенно-ионизационным детектором SHIMADZU 2014.

Среди проанализированных газообразных УВ наибольшие концентрации во всех пробах имеет метан. Его максимальные содержания в донных осадках Карского моря составляют 730 000 нл/кг, в донных осадках моря Лаптевых – 330 000 нл/кг. Фоновые значения концентраций метана для осадков морей Карского и Лаптевых составляют 2300 и 1600 нл/кг, соответственно. Таким образом, максимальные содержания метана превышают его фоновые значения в 200-300 раз. Для этилена, этана, пропана, и-бутана, и-

бутилена, н-бутана зафиксированы относительно невысокие значения содержаний среди анализированных газов.

Содержания УВ в донных осадках распределены согласно логнормальному закону, что согласуется с более ранними данными [3]. В результате сравнения параметров распределения содержаний газов в донных осадках Карского и моря Лаптевых установлено, что средние значения содержания газов в донных осадках этих морей не различаются с вероятностью 95%. Для отдельных газов (метан, этилен и пропан) дисперсии их распределения в отложениях указанных морей различны.

Взаимные распределения содержаний УВ в донных отложениях данных морей имеют различающиеся структуры корреляционных связей. В донных осадках моря Лаптевых содержания всех газов коррелируются друг с другом. УВ из осадков Карского моря имеют значимые связи только между отдельными компонентами. Несмотря на различия в поведении газов в отложениях разных морей, четко выделяются 2 ковариантные группы газов, которые характерны для донных осадков. Газы этих групп также отличаются друг от друга химическим строением и углеродным числом. Одну ковариантную группу образуют низкомолекулярные соединения с углеродным числом до 3 (метан, этан и пропан), во вторую входят относительно высокомолекулярные УВ (этилен, н-бутан, и-бутан и и-бутилен). Эти группы газов отличаются общностью поведения и распределения в толще морских донных осадков.

Исследование гранулометрического состава донных осадков позволило выявить следующие закономерности. Законы распределения значений доли выходов отдельных гранулометрических фракций в донных осадках Карского моря и моря Лаптевых одинаковы. Нормальному закону распределения подчинены выходы фракций с минимальным размером частиц – от менее 0,001 до 0,05 мм. Более крупные фракции распределены в донных осадках согласно логнормальному закону.

Для донных осадков Карского моря характерна прямо пропорциональная корреляционная связь одного из газов, а именно и-бутилена, с наличием в донных осадках самых мелких фракций. В донных осадках моря Лаптевых существует прямая зависимость между концентрациями газов и содержанием мелких фракций и обратная корреляция с крупными фракциями. Это объясняется тем, что газы хорошо сорбируются тонкими частицами и, соответственно, накапливаются в этих фракциях донных осадков. Крупными частицами газ плохо задерживается. Из таких донных осадков газы легко мигрируют, вследствие чего в относительно крупнозернистых донных осадках газы находятся в меньшей концентрации, чем в тонкозернистых осадках.

Литература:

1. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. - М.: Изд-во МГУ, 1993. - 432 с.
2. *Исидоров В.А.* Органическая химия атмосферы. - Л.: Химия, 1979. - 344 с.
3. *Abrams M.A.* Significance of hydrocarbon seepage relative to petroleum generation and entrapment.// Marine and Petroleum Geology. 2005. №22. - P. 457-477.

Роль ландшафтов при проведении региональных геохимических работ**Кальева О.П.**ИМГРЭ, г. Москва, *olga_kaleva@inbox.ru*

Исследования в области геохимии ландшафтов практически всегда сопровождаются поисками полезных ископаемых. Использование геохимических методов поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния убедительно показало, что их эффективность во многом определяется ландшафтно-геохимическими особенностями района работ. Поэтому принцип дифференциации геохимических ландшафтов приобрел важнейшее практическое значение для районирования территории по условиям ведения геохимических поисков. Обобщенно роль геохимии ландшафта при районировании по условиям ведения геохимических поисков можно определить следующим образом: установление границ ландшафтно-геохимических систем, определение дифференциации в них геохимического фона и фоновой структуры, выявление геохимических процессов, определяющих особенности миграции элементов и на этой основе районирования территорий по типу возможных реакций окружающей среды на наличие рудогенных источников.

Geochemical landscape research is almost always accompanied by the prospecting of minerals. The use of geochemical exploration methods which involve prospecting by secondary halos and dispersion trains has convincingly demonstrated that their effectiveness is in many ways determined by the landscape-geochemical peculiarities of the exploration area. Therefore, the geochemical landscape differentiation principle has become of primary practical importance for zoning territories by geochemical exploration conditions. In general terms, the role of landscape geochemistry in geochemical zoning can be summarized as follows: a demarcation of different landscape-geochemical systems, determining the differences in their geochemical background and its structure, identification of geochemical processes which determine the specifics of element migration, and on this basis, zoning of the territories by the type of any potential reaction of the environment to the existence of ore-genic sources.

Учет особенностей ландшафтно-геохимических условий изучаемой территории является одним из обязательных требований, предъявляемых к качеству геохимических работ, и осуществляется наиболее эффективно с помощью составления карт районирования по условиям проведения геохимических поисков (ГХП). Используя причинно-следственные связи в системе геохимический ландшафт – вторичные ореолы рассеяния, районирование позволяет правильно интерпретировать результаты работ. В результате роль геохимии ландшафта в районировании по условиям проведения ГХП сводится к следующему: установление ландшафтно-геохимических комплексов, определение дифференциации в них геохимической и фоновой структуры, выявление геохимических процессов, определяющих условия миграции химических элементов и, на этой основе, районирование территории по типу возможных ответных реакций на наличие рудогенных источников.

Карты специализированного ландшафтно-геохимического районирования являются картографическими моделями проявляемости вторичных геохимических признаков поисковых объектов полезных ископаемых (ПИ) в разных природных обстановках и составляются для перспективного планирования и проектирования геохимических поисков, оценки

достоверности ранее выполненных работ, а также для интерпретации результатов поисков.

Каждый масштаб карт обладает определенными возможностями для решения конкретных прогнозно-поисковых геологических задач. Поэтому карты районирования необходимо строго увязывать с их разрешающей способностью, практикой организации геохимических работ, а само составление карт должно опираться на теоретический принцип последовательных приближений (табл. 1).

Таблица 1

Назначение и способы составления карт специализированного ландшафтно-геохимического районирования по условиям проведения геохимических поисков для региональных работ

Масштаб карты районирования	Назначение карты	Способ составления	Объем опытно-методических полевых исследований
1:1 000 000	Планирование и проектирование геохимических поисков на стадии региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000	Камеральный	Не проводятся
1:200 000	Интерпретация результатов геохимических поисков, выполненных на стадии региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000	Смешанный	Региональное профилирование
	Проектирование геохимических поисков на стадии геологосъемочных работ масштаба 1:50000 с общими поисками	Камеральный	Не проводятся

Согласно этому принципу, планирование работ и проектирование осуществляется по картам на масштаб мельче, чем предстоящие работы, а выполнение работ и их интерпретация – по картам того же масштаба. Исходя из целевого назначения конкретизируется и название карт специализированного ландшафтно-геохимического районирования – для интерпретации результатов литогеохимических работ, для проектирования геохимических поисков и т.д.

В настоящее время природные факторы, существенно определяющие применение геохимических методов, изучены достаточно надежно [3]. Например, проявляемость вторичных литохимических ореолов контролируется мощностью четвертичных отложений, геохимическим типом выветривания, характером почвообразующих процессов, наличием геохимических барьеров, техногенным поступлением вещества.

Проявляемость литогеохимических потоков рассеяния определяется особенностями динамического развития долин, степенью расчлененности рельефа, характером многолетнемерзлых пород, загрязнением промышленными стоками.

Проявляемость гидрохимических потоков рассеяния контролируется климатическими и неотектоническими условиями, щелочно-кислотной средой миграции элементов, на-

личием геохимических барьеров и техногенного загрязнения, характером распространения многолетнемерзлых пород.

В целях отображения на карте природных факторов, определяющих закономерности формирования вторичных геохимических ореолов рассеяния, весь их круг группируется в 7 таксономических единиц: ряды, области, типы, семейства, классы, роды, виды (табл. 2).

Таблица 2

Сводная классификация природных факторов, используемых при составлении карт специализированного ландшафтно-геохимического районирования разных масштабов [3]

Таксономические единицы природных факторов	Критерии выделения таксонов в масштабах	
	1:1 000 000	1:200 000
Ряды	Геолого-минерогенические особенности	Геолого-структурные особенности
Области	Направление неотектонических движений	Направление и интенсивность неотектонических движений
Типы	Климатические особенности	Биоклиматические условия
Семейства	Характер распространения областей многолетнемерзлых пород	Характер распространения участков многолетнемерзлых пород и таликов
Классы	Не выделяются	Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия среды
Роды	Качественная характеристика расчлененности рельефа	Расчлененность рельефа водотоками I-III порядков (в км/км ²)
Виды	Степень автохтонности четвертичного покрова	Генетические типы четвертичных образований или их группы

Выделение районов, различающихся по условиям применения комплекса геохимических методов, должно быть многоступенчатым. Вначале осуществляется дифференциация территории в отношении применения отдельных геохимических методов. Затем производится выделение районов, характеризующихся определенными сочетаниями возможных типов литохимических ореолов и потоков и гидрохимических потоков рассеяния. Каждый район характеризуется только ему одному свойственным сочетанием типов вторичных литохимических ореолов рассеяния, а также доступностью для опробования с поверхности коренных пород.

Следующий этап – это составление рациональных комплексов геохимических методов для выделенных районов. Здесь обычно понимается сочетание разных методов, которое позволяет решить геологическую задачу в данных природных и экономических условиях района с наименьшими затратами средств, труда и времени и обеспечивает высокую достоверность и качество исследований [1, 2 и др.].

На сегодняшний день созданы карты районирования территории РФ различных масштабов (рисунок).

На территории РФ выделено 4 типа районов по условиям проведения геохимических работ: благоприятные, ограниченно благоприятные, слабо благоприятные и неблагоприятные.

Благоприятные районы для применения геохимических методов поисков – это, в основном, территории одноярусного строения, сложенные складчатыми геологическими комплексами. В геоморфологическом отношении это районы горных сооружений, подвергшиеся новейшим поднятиям и складчатыми деформациями, а также сильно расчлененные денудационные плато.

Районы неблагоприятные для проведения геохимических поисков – это территории древних платформ, сложенные покровными осадочными геологическими комплексами большой мощности, В геоморфологическом отношении эти районы принадлежат к слабо-расчлененным аккумулятивно-денудационным, пластово-аккумулятивным и аккумулятивным равнинам, созданным преимущественно новейшими прогибаниями, а также к равнинам и плато древних плит, испытавшим новейшие пологие деформации различного знака.

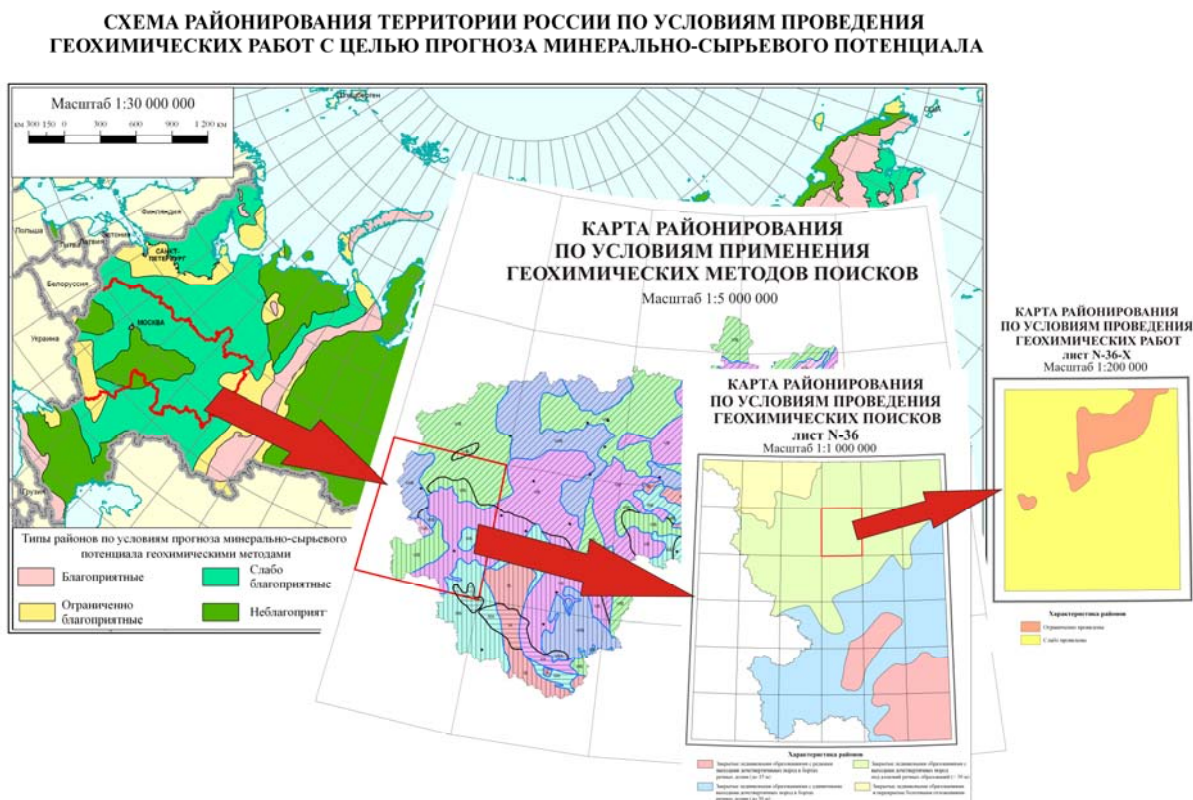


Рисунок. Масштабный ряд карт районирования по условиям проведения геохимических работ

Эти два типа районов отражают ситуации, когда, в первом случае, эффективен весь набор геохимических методов в наземном варианте и когда, во втором случае, применение геохимических методов требует вскрытия разреза техническими средствами.

Оставшиеся два типа районов (ограниченно благоприятные и слабо благоприятные) – это территории с ограниченной проявляемостью остаточных вторичных геохимических ореолов и потоков рассеяния. Это районы одноярусного строения: платформы с покровом автохтонных четвертичных отложений, складчатые области с мощным покровом аллохтонных (ледниковых и др.) и одно-двухъярусные районы. К районам этого типа отнесены части Русской (Восточно-Европейской) платформы, территории Балтийского и Украинского щитов. Воронежский массив, значительные территории Сибирской платформы и др.

В геоморфологическом плане территории этих районов принадлежат к слаборасчлененным, структурно-денудационным равнинам, цокольным равнинам, плоскогорьям и горным массивам древних щитов с устойчивыми новейшими сводовыми и блоковыми поднятиями (Балтийский и Украинский щиты), равнинам и плато древних плит, испытавших новейшие пологие деформации разного знака (Русская равнина), массивам и кряжам выступов складчатого основания платформ с преобладанием сводовых и блоковых поднятий.

В областях слаборасчленённых эрозионно-денудационных равнин и плато с маломощным чехлом автохтонных образований, где гипергенные процессы слабо трансформируют вторичные ореолы, ограничено применение геохимических методов по потокам рассеяния. Это районы ограниченно благоприятные для проведения геохимических поисков.

В областях расчленённых аккумулятивно-денудационных равнин, где гипергенные процессы сильно трансформируют вторичные ореолы, имеет место ограниченное применение геохимических методов по вторичным ореолам рассеяния. Это районы, слабо благоприятные для проведения геохимических поисков.

Литература:

1. Бурдэ А.И. Теоретические основы и способы определения комплекса методов при региональной геологической съемке и поисковых работах. Л.: Недра, 1978. 143 с.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
3. Морозова И.А. Геохимия ландшафта и поиски полезных ископаемых. М.: ИМГРЭ, 1992. 133 с.

**Минералого-геохимические особенности карбонатитов массива
р. Косью (Тиман)****Ковальчук Н.С.**ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, kovalchuk@geo.komisc.ru

По данным эмиссионного спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (ЭСА-ИСП) в карбонатитах Косьюского массива выявлены повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) цериевой группы. Установлено, что содержания РЗЭ в карбонатитах существенно превышают данные, полученные в результате производственных работ в 1970-80 гг. Детальное изучение минералого-геохимических особенностей косьюских карбонатитов позволило уточнить сведения о количественном и качественном содержании РЗЭ в карбонатитах массива р. Косью, что может быть основой для постановки работ по переоценке прогнозных ресурсов данного объекта.

According to the emission spectral analysis with inductively coupled plasma (ICP-ESA) the increased contents of rare earth elements (REE) of the cerium group were revealed for carbonatites of the Kosyu massif. It was established that the REE content in carbonatites significantly exceeded those resulting from industrial works in 1970–80 years. The detailed study of the mineralogical and geochemical features of Kosyu carbonatites allowed specifying information about the quantitative and qualitative REE content in carbonatites of the massif Kosyu River that may be a basis for reevaluation of expected resources of the object.

С развитием высокотехнологических промышленных производств область применения и объемы потребления редкоземельных элементов (РЗЭ) в мире постоянно расширяются. Россия в этом отношении намного отстает от развитых зарубежных стран, что в значительной степени связано с ограниченной добычей РЗЭ и их производством. От 95 до 100 % потребностей российской промышленности удовлетворяется за счет импорта концентратов редкоземельных металлов из Китая и закупок некоторых РЗЭ в Великобритании.

В большинстве российских месторождений содержание суммы TR_2O_3 в руде редко превышает 1 %. В России промышленные запасы редкоземельных руд представлены лопаритовыми уртитами Ловозерского щелочного массива в Мурманской области. Однако руды этого месторождения содержат в среднем 1.1 % РЗЭ (преимущественно цериевой группы). В нераспределенном государственном фонде недр находится несколько месторождений, в их числе – Томторское (содержание TR_2O_3 – от 12.8 до 7.9 %), Селигдарское (ΣTR_2O_3 – 0.35 %) в Республике Саха, Якутия и Белозиминское (ΣTR_2O_3 – 0.9 %) в Иркутской области. Однако они не разрабатываются, так как располагаются в районах с и неразвитой инфраструктурой [3].

В связи с этим, на наш взгляд, представляет интерес Косьюский массив карбонатитов, несущий редкоземельную минерализацию. Он расположен на северо-западной оконечности Тимана и относится к Тиманской провинции массивов ультращелочных комплексов (Четласский Камень). Тиманские карбонатиты были открыты в 1946-1950 гг. Изучением их в разные годы занимались В.Г. Черный, В.И. Степаненко, П.И. Костюк и дру-

гие исследователи. Тем не менее, до настоящего времени Тиманская провинция изучена слабо.

Описание минералого-геохимических особенностей карбонатитов и выяснение распределения в них РЗЭ является одной из важнейших проблем при дальнейшей оценке перспективности данного объекта.

РЗЭ являются характерной и типоморфной примесью во всех разновидностях карбонатитов, но содержание и форма их нахождения различны для разных пород [1, 4]. Для поздних карбонатитов, к которым относятся косьюские карбонатиты, характерно повышенное содержание РЗЭ и появление собственных минералов редких земель: монацита, бастнезита и анкилита [2, 6]. Нами проведено детальное изучение минералого-геохимических особенностей карбонатитов Косьюского массива, в том числе и распределение в них РЗЭ.

По данным эмиссионного спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (ЭСА-ИСП) в косьюских карбонатитах установлены ураганные содержания РЗЭ цериевой группы. Среднее содержание Се составляет 8699.2 г/т, La – 6765.5 г/т. Максимальные концентрации Се и La зафиксированы в образце, отобранном с глубины 204-207 м. Они составили 52050.0 г/т и 41800.0 г/т соответственно. Содержание Y в косьюских карбонатитах незначительно и находятся в пределах от 2.0 до 44.0 г/т.

Среднее содержание РЗЭ (Ce+La+Y), по данным ЭСА-ИСП, в карбонатитах составляет 15479.3 г/т или 1.5 %, при разбросе значений в отдельных пробах от 1360.0 г/т до 93880.0 г/т (0.14–9.39 %). Это существенно превышает установленные ранее значения [4], согласно которым среднее содержание РЗЭ в косьюских карбонатитах составляло 0.54 %, при вариациях от 0.01 до 5.06 %.

Следует отметить, что содержания РЗЭ в карбонатитах в разрезе по скважине распределены неравномерно. Вероятно, это связано с неравномерностью распределения минералов-концентраторов РЗЭ. Подавляющая масса РЗЭ в косьюских карбонатитах концентрируется в монаците, бастнезите и анкилите. Некоторое количество этих элементов также входит в состав апатита, пирохлора, пирита и других акцессорных минералов [2], а также породообразующих карбонатов (доломита и анкерита).

Из числа редких элементов, концентрирующихся в карбонатитах, не меньшее практическое значение имеют Nb и Ta. Среднее содержание Nb – 365.0 г/т, а максимальное его значение достигает 3230.0 г/т. Концентрации Ta не превышают 91.0 г/т в пробе. Кроме того, изученные карбонатиты обогащены Sg и Ba, и составляют в среднем 4178.5 и 241.6 г/т, при максимальных значениях – 9450.0 и 1076.0 г/т, соответственно.

В целом, ассоциация редких элементов, содержащихся в карбонатитах Косьюского массива, аналогична таковой для поздних карбонатитов и посткарбонатитовых образова-

ний малоглубинных карбонатитовых комплексов [5].

Ассоциация РЗЭ с преобладанием элементов цериевой группы, указывает на формирование карбонатитов в фациях повышенной основности. Тяжелые же РЗЭ и Y концентрируются в более низкотемпературных и кислых условиях (полевошпатовые метасоматиты и жильные образования).

Таким образом, полученные нами данные позволяют уточнить сведения о количественном и качественном содержании РЗЭ в карбонатитах массива р. Косью, что может быть основой для постановки работ по переоценке прогнозных ресурсов данного объекта.

Автор выражает благодарность В.И. Степаненко за предоставленные образцы, Т.Г. Шумиловой за научные консультации и Т.Н. Тарасовой за выполнение химических анализов вещества. Работа выполнена при финансовой поддержке Уральского гранта молодых ученых и аспирантов (2010 г.).

Литература:

1. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М.: Наука, 1971. 288 с.
2. Ковальчук Н.С., Шумилова Т.Г., Козырева И.В. Минералогия редкоземельных фаз косьюских карбонатитов // Материалы Международного минералогического семинара “Минералогическая интервенция в макро- и наномир”. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 296–297.
3. Комин М.Ф., Усова Т.Ю. Минерально-сырьевая база редких металлов России: проблемы и решения // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 58–62.
4. Степаненко В.И. Карбонатитовый комплекс Среднего Тимана // Автореферат канд. дис. геол.-мин. наук. Свердловск, 1982. 24 с.
5. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 2003. 494 с.
6. Шумилова Т.Г., Козырева И.В., Ковальчук Н.С. Минералогические особенности монацита косьюских карбонатитов на микроуровне // Материалы XV Геологического съезда РК “Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России”. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. II. С. 431–432.

**Микрокомпонентный состав минерализованных вод котловины
Больших озер Монголии****Колпакова М.Н.**ТПУ, Томск, Россия, *kolpakova@sibmail.com*

В работе приведены результаты анализов микрокомпонентного состава минерализованных озер, которые относятся к разным гидрогеохимическим типам: содовым, хлоридным, сульфатно-магниевым и сульфатно-натриевым. Построены зависимости содержания Si, Li, U, Sr и Br от содержаний гидрокарбонат-ионов и общей минерализации вод. Выявлены устойчивые связи содержаний урана и лития с гидрокарбонатами, а также содержаний брома с общей минерализацией. Показано, что наибольшие ресурсы микрокомпонентов сосредоточены в озере Давсан.

In work results of analysis of microcomponents saline lakes, which belong to different hydrochemical types: carbonate, chloride, sulfate-magnesium and sulphate-sodium. Plotted the contents of Si, Li, U, Sr and Br from bicarbonate ions and the total salinity. Identified stable relations of uranium and lithium with hydrocarbons and bromine with total mineralization. Shown that the greatest contents of microcomponent are concentrated Lake Davsan.

Как показывает история развития лимнологии, ее становление как науки, основные ее достижения и успехи связаны с исследованиями пресноводных водоемов. В то же время, среди водных объектов нашей планеты широко распространены и наименее изучены соленые озера с различной степенью минерализации. Проблемой генезиса и механизмов формирования соленых озер занимались такие ученые, как В.В. Куриленко (1996), В. Л. Смирнов (1932), А. А. Рассказов (1986), Лувсандорж Ш. (1971), Чарыкова М.В. и др. [4,5,8] Несмотря на достаточно длительный период времени изучения российскими и монгольскими исследователями химического состава и гидроминеральных ресурсов соленых озер Северо-Западной Монголии, микрокомпонентный их состав изучен слабо [6].

Изучение химического состава озер необходимо для выявления механизмов и источников его формирования, эволюции озерных систем и возможностях использования их природных ресурсов. Соленые озера, образовавшиеся за счет процессов выщелачивания горных пород поверхностными и подземными водами, являются одним из наиболее перспективных нетрадиционных источников получения соединений рудных элементов.

Объектами исследований выбраны бессточные котловины и минерализованные озера Северо-Западной Монголии. Эта территория является одним из немногих регионов, где природные процессы в реках и озерах протекают, в основном, естественным путем; антропогенное воздействие здесь весьма ограничено. Данное обстоятельство дает возможность проследить влияние главных природных процессов на изменения, происходящие в водных бассейнах этой территории и использовать полученные данные как основу для сравнения со значительно более затронутыми воздействиями человека озерами аналогичных климатических зон Китая, России, Казахстана и других регионов Евразии.

Исследованные нами соляные озера расположены в Котловине Больших озер (КБО) Северо-Западной Монголии (рис. 1), которая является частью Гобийской области, имеет протяженность 600-650 м и ширину 200-250 км на севере и до 60-100 км на юге и представляет собой замкнутую депрессию, сравнительно равнинную посредине и повышающуюся по краям [6].

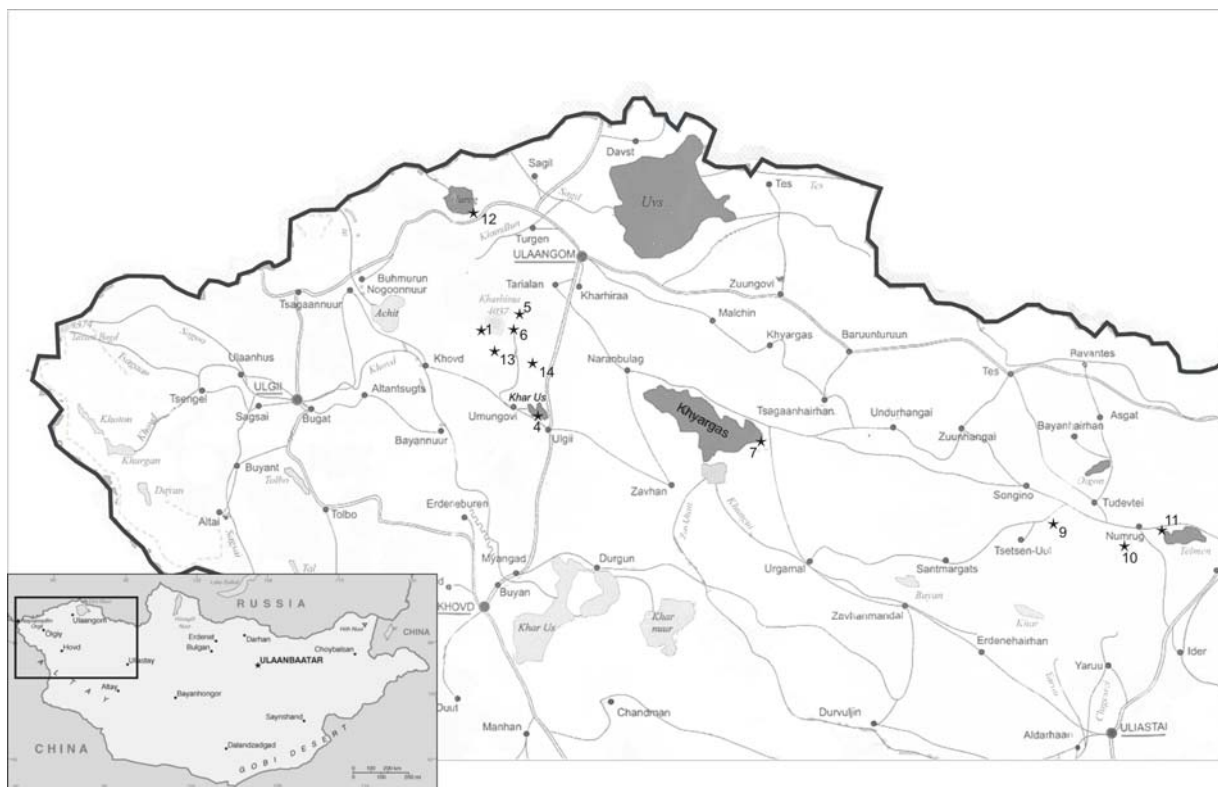


Рис. 1. Карта-схема точек опробования котловины Больших озер Монголии

Климат КБО резко континентальный с жарким летом (средняя температура в июле $+20^{\circ}\text{C}$) и холодной зимой (средняя температура января $-30 - -40^{\circ}\text{C}$), с большими амплитудами среднемесячных и абсолютных температур. Количество атмосферных осадков колеблется от 100 до 200 мм в год, из них большая часть выпадает в летний период. Испарение в этом районе достаточно велико (900-1500 мм в год), что позволяет применять здесь способ бассейнизации для получения солей из рапы [7].

Таким образом, климатические факторы и их циклические изменения оказывают существенное влияние как на распространение озер по территории Монголии, так и на гидрохимические свойства озерных вод.

Преобладающим анионом в озерных водах КБО Монголии является хлорид-ион (содержание от 0,6 до 7,5 г/л), а катионом – натрий-ион (0,4-8,5 г/л). Максимальное количество определяемых ионов зафиксировано в озере Айраг – 25 г/л (таблица). Значения pH воды озер изменяются от 8,5 до 9,4, среднее значение составляет 8,9 [2,3].

Среди отечественных исследователей в области природных рассолов общепризнанной является гидрохимическая классификация Курнакова-Валяшко, в основу которой по-

ложены сочетания наиболее растворимых главных компонентов солевого состава воды, которые сохраняются в растворах при всех значениях минерализации. По этой классификации изученные озера делятся на четыре типа: карбонатные (содовые), сульфатно-натриевые, сульфатно-магниевые и хлоридные (таблица) [1].

Помимо основных восьми ионов в солевом составе присутствуют и другие элементы, например, уран – от 20 до 1000 мкг/л (таблица).

Высокую миграционную способность имеет стронций, так как не сразу связывается вторичными минералами, на что указывают высокие концентрации этого элемента в озерных водах КБО (рис. 2). В большинстве озер содержание стронция варьирует в диапазоне 500 и 1500 мкг/л. Наиболее высокие содержания стронция обнаруживаются в оз. Сууж. С увеличением минерализации вод (более 1 г/л) стронций может образовывать комплексные соединения, вероятнее всего в форме сульфата.

Таблица

Химический состав, общая минерализация и гидрохимические типы вод соленых озер КБО Монголии за 2009 г.

№ п/п	Название озера	pH	(HCO ₃) -	M	Si	Li	Br	Sr	B	U	Классификация Курнакова-Ваяшко
			мг/л	г/л	мкг/л	мкг/л	мг/л	мкг/л	мг/л	мкг/л	
1	оз. Шаазгай	9,4	2294	13,37	5340	950	12	290	9,4	1000	Содовый
2	оз. Шаазгай*	9,3	2269	11,95	8250	750	12	400	7,5	670	Содовый
3	оз. Шаазгай**	9,2	2318	11,65	8740	790	0	0	4,8	510	Содовый
4	оз. Хара-Ус	9,0	1379	5,27	3623	1256	2,9	1 710	2,3	70	Содовый
5	оз. Давсан	8,5	576	10,09	3310	2860	28	1 123	10,3	13	Сульфатно-магниевый
6	оз. Сууж	8,6	961	17,74	4895	1690	21	2 200	10,9	50	Сульфатно-натриевый
7	оз. Хиргис	9,1	1808	8,14	185	370	3,6	1 130	3,4	90	Содовый
8	оз. Хиргис*	9,4	1464	6,86	-	200	0	1 200	2,9	70	Содовый
9	оз. Айраг	9,1	1670	25,21	933	1625	27	968	3,1	95	Содовый
10	оз. Тахилт	8,9	664	3,65	4097	56	2,6	1 820	0,6	20	Сульфатно-натриевый
11	оз. Телмен	8,9	1093	7,64	150	25,7	0	1 820	1,6	0	Сульфатно-натриевый
12	оз. Урег*	9,1	884	4,26	9	70	1,1	940	0,6	26	Сульфатно-натриевый
13	оз. Улгийн*	8,2	5020	13,77	8598	110	10	1 400	2,5	110	Сульфатно-натриевый
14	оз Бага*	8,6	1614	4,91	3374	1030	3,6	1 400	1,9	80	Содовый

* – данные 2008 г., ** – данные 2007 г.

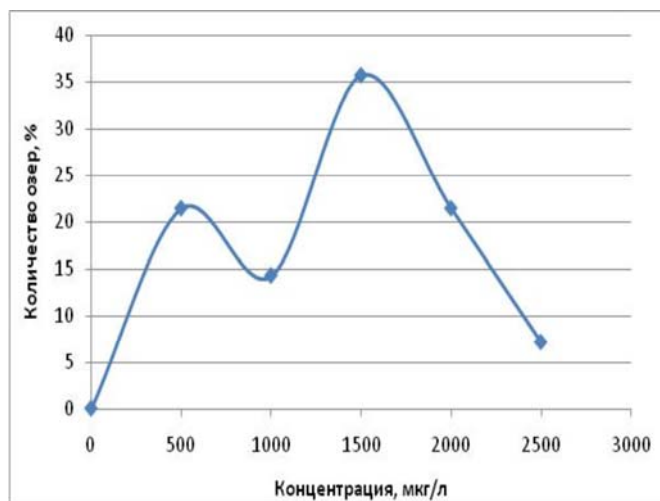


Рис. 2. Гистограмма концентрации стронция в КБО Монголии, мкг/л

Устойчивая связь содержаний урана с гидрокарбонат-ионами (таблица) видна на рисунке 3, хотя в пробах 1, 2, 3 из оз. Шаазгай обнаружено резкое увеличение концентрации урана в отличие от других озер региона, что говорит о наличии дополнительного его источника. Прямой связи между общей минерализацией и содержанием урана в озерных водах не выявлено. Полные анализы вод по урановым месторождениям в литературе не приводятся, но в целом воды с повышенным содержанием урана являются содовыми и щелочными [9].

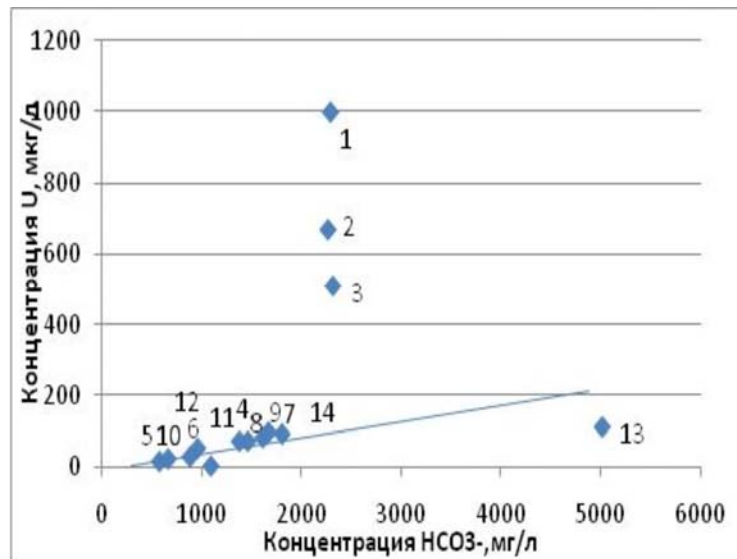


Рис. 3. Зависимость содержаний урана от гидрокарбонат-ионов озерных вод КБО Монголии

На рисунке 4 показана зависимость содержания лития от концентрации НСО_3^- . Оз. Давсан выбивается из общей тенденции увеличения содержания лития от минерализации (точка 5). Все изученные озера КБО Монголии, содержащие повышенное содержание лития ($\geq 0,03$ мг/л) или урана ($\geq 0,05$ мг/л) могут быть подразделены на два типа. Первый тип – озера с повышенными содержаниями лития и урана одновременно (оз. Шаазгай, Хиргис, Айраг и др.), для которых характерны кислые воды. Второй тип – озера с повы-

шенным содержанием лития (оз. Давсан, Хара-Ус, Сууж, Бага и др.), для которых характерны щелочные воды.[9]

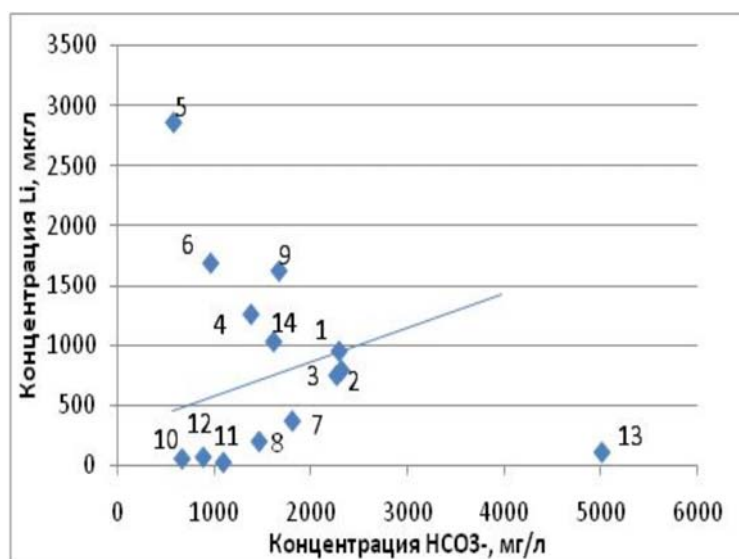


Рис. 4. Зависимость содержаний лития от гидрокарбонат-ионов озерных вод КБО Монголии

Бром характеризуется высокой химической активностью. Многие его соединения, особенно с натрием, калием, железом, кальцием, магнием, хорошо растворимы в воде, поэтому в природных водах бром находится преимущественно в рассеянном состоянии. Содержание брома в озерных водах увеличивается с ростом минерализации (рис. 5).

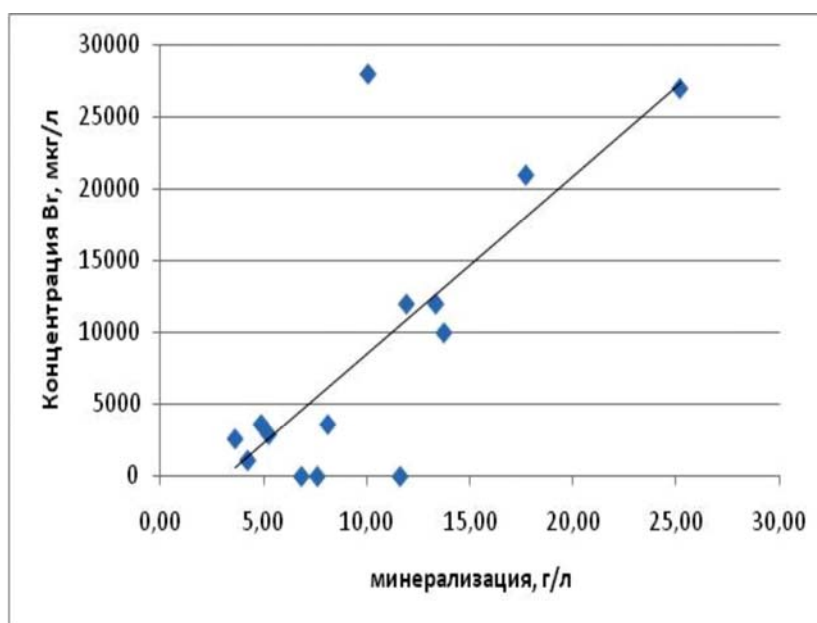


Рис. 5. Зависимость содержаний брома от минерализации озерных вод КБО Монголии

Исследование микрокомпонентного состава соленых озер КБО Монголии свидетельствуют о повышенном содержании в них таких микрокомпонетов, как Si, Sr, Br, B, Li

и U. Источник высоких содержаний микрокомпонентов не выявлен, но, вероятно, такие концентрации являются итогом накопления элементов из вмещающих горных пород.

Повышенное содержание этих микроэлементов в ряде соленых озер КБО Монголии, впервые обнаруженное в ходе работы, важно для оценки экологических рисков при использовании водных ресурсов этих озер, особенно для животноводства, и требует отдельного исследования.

Автор выражает искреннюю признательность и благодарит за ценные советы и оказанную помощь в работе д. г.-м. н. Шварцева С.Л. ТФ ИНГГ СО РАН, д.х.н. Исупова В.П. ИХН СО РАН и д. г.-м. н. Владимирова А.Г. ИГМ СО РАН.

Литература:

1. *Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. – Издательство Московского Университета, 1962г. – 397 с.
2. *Колпакова М.Н.* Геохимия озерных вод котловины Больших Озер Монголии // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XIII Международного симпозиума студентов и молодых ученых имени академика М.А. Усова, посвящённого 110-летию со дня рождения профессора, Лауреата государственной премии СССР К.В.Радугина - Томск, ТПУ, 6-11 апр. 2009. - Томск: Изд. ТПУ, 2009. - с. 236-239
3. *Колпакова М.Н.* Химический состав озера Шадзгай-Нур (Северо – Западная Монголия). // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XIV Международного симпозиума им. акад. М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 65-летию Победы советского народа над фашистской Германией в Великой Отечественной войне 1941-1945 гг. в 2-х томах - Томск, ТПУ, 5-9 апр. 2010. - Томск: ТПУ, 2010. - с. 332-333.
4. *Куриленко В.В.* "Современные бассейны эвапоритовой седиментации. Геология. Гидрогеология. Генезис. Рациональное недропользование и охрана окружающей среды", С.-Петербург, Изд-во С.-Петербургского университета, 1997. 256 стр.
5. *Лувсандорж Ш.* Минеральные озера Монголии и возможности использования их солей. Улан-Батор: Изд-во АН МНР. 1973. 147 с. (На монг).
6. *Рассказов А.А., Севастьянов Д.В., Егоров А.Н., Цэрэнсодном Ж.* Озера МНР и их минеральные ресурсы. М.: Недр, 1991г. – 136 с.
7. *Севастьянов Д.В., Шувалов В.Ф., Неуструева И.Ю.* Лимнология и палеолимнология Монголии.. – СПб.: Наука, 1994г. – 304с.
8. *Чарыкова М.В., Чарыков Н.А.* Термодинамическое моделирование процессов эвапоритовой седиментации. СПб., Наука. 2003. 262 с.
9. *Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепкурова О.Е.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы "вода-порода": в 5 томах. Том 2. – Издательство СО РАН, Новосибирск, 2007 – 389с.

Петрохимические предпосылки и геохимические признаки платиноносности Малкинского ультраосновного массива**Маркин М.Ю.**ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, *markin_maxim@inbox.ru*

Сравнительный петрохимический анализ Малкинского массива с эталонными платиноносными объектами Мира показал, что общим для них типоморфным признаком платиноносности является тренд отщепления хромитовой магмы. По результатам геохимического опробования установлены повышенные концентрации Pt и Pd в донных осадках ручьев, дренирующих аподунитовые тела.

Comparative petrochemical analysis of the Malka array and reference platinosnyh objects in the world have shown that common for them typomorphic petrologic sign of platinum capacity is the trend of out chromite magma splitting. According to the results of geochemical sampling there were determined increased concentrations of Pt and Pd in the bottom sediments of streams draining the apodunite bodies.

Северный Кавказ представляет собой территорию, в пределах которой возможно выявление объектов платиноидного оруденения, связанных с расслоенными массивами бушвельдского и норильского типов, с зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами, с черными сланцами, с различными гидротермальными месторождениями цветных и редких металлов, а также аллювиальных россыпей. Как известно, с офиолитовыми массивами пространственно и генетически связаны месторождения иридомина и осмирида на Урале, в Витватерсранде, на Камчатке, в Папуа-Новой Гвинее и других местах.

На Северном Кавказе известны два региональных потенциально платиноносных мафит-ультрамафитовых комплекса: позднепротерозойский уллу-таллыкольский и раннепалеозойский Малкинский.

В аллювии рек Большая Лаба и Малка издавна обнаруживают минералы платиновой группы, что свидетельствует о возможной платиноносности мафит-ультрамафитовых комплексов Северного Кавказа.

Малкинский массив расположен в бассейне р. Малка в пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория в Центральной части Хасаутского прогиба. Основная часть массива сложена апогарцбургитами на площади 40-50 км². Подчиненное развитие имеют аподуниты, представленные мелкими жилообразными телами. Аподунитами также сложены участки, представляющие собой трубообразные или столбообразные тела, иногда расширяющиеся кверху до 1000 м². Границы таких тел с серпентинитами резкие, отчетливые. В левом борту р. Малки отмечаются жилы (0,3-2 м) гибридных пород, сложенных хлорито-карбонатными или близкими к сосюритизированному габбро породами с ксенолитами плотных серпентинитов. Встречаются жилы габбро-пегматитов, отвечающих по составу габбронориту. В кровле массива под перекрывающими юрскими отложениями на отдельных участках отмечается древняя кора выветривания (до 30-50 м). Вмещающими

породами являются метаморфические сланцы протерозоя. Массив трансгрессивно перекрыт осадочными породами мезозоя.

Автором предпринята попытка оценить перспективы платиноносности Малкинского массива методом петрологического моделирования на основе компонентного анализа. Этот метод позволяет выявить петрогенетические тренды, характеризующие конкретные природные процессы формирования расслоенных массивов и определить значимость этих трендов для оценки потенциальной рудоносности [1].

Расшифровка петрогенетических особенностей базит-ультрабазитовых массивов в связи с их платиноносностью возможна с помощью петрохимической диаграммы, учитывающей двойственную роль кальция в петрогенезисе [1]. На диаграмме $(Mg+Fe+Mn+Ca^{Px}+Cr+Ti)-(Na+K+Ca^{Pl}+Al)-Si$ выделяются петрохимические отличия пород с учётом содержаний всех главных петрогенных элементов и фиксируются фигуративными точками (рис. 1).

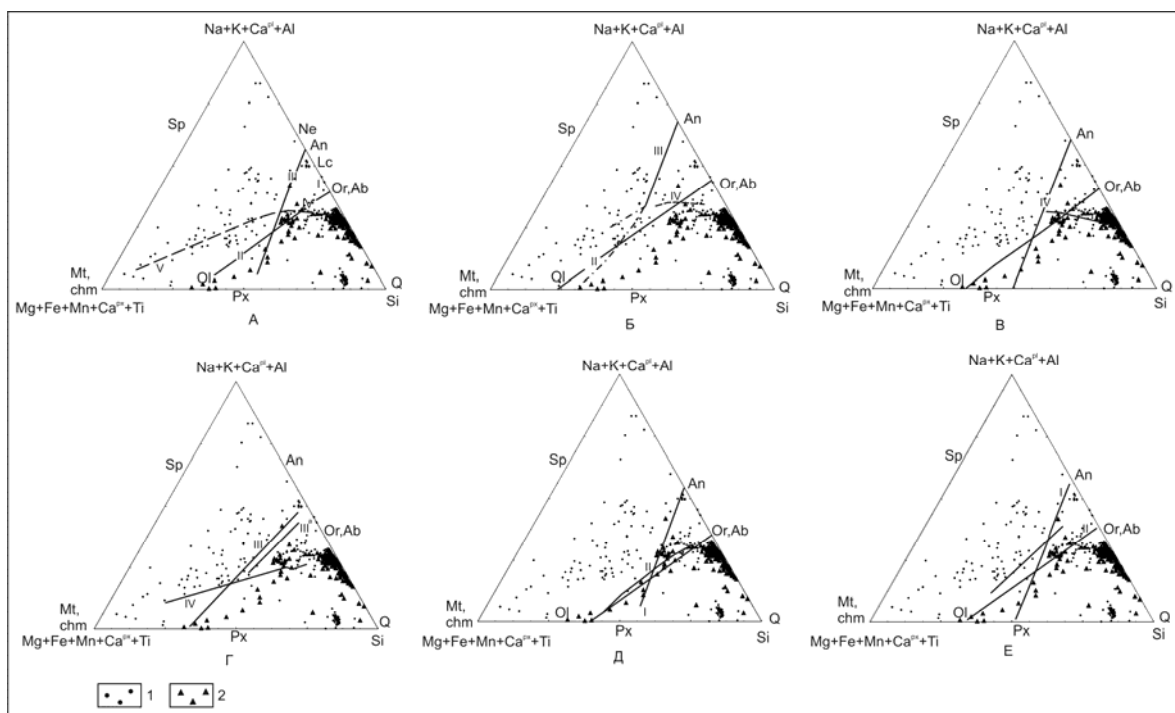


Рис. 1. Положение фигуративных точек химического состава пород Малкинского гипербазитового массива и серпентинитов Передового хребта на петрологических моделях Н.И. Безмена для промышленно платиноносных Бушвельдского (А), Стиллутерского (Б), Садберийского (В), Скаергаардского (Г), Печенгского (Д), Талнахского (Е) массивов

1 - породы Малкинского массива; 2 - серпентиниты Передового хребта. А. I - первичный тренд внутрикамерного расслоения; II - дуниты, гарцбургиты, бронзититы; III - плагиоклазовые бронзититы, нориты, анортозиты; IV - гранофиры, габбро, железистые диориты, магнетитовые руды; V - бронзититы, хромиты. Б. I - первичный тренд скрытого расслоения; II - перидотит-пироксенитовый тренд; III - пироксенит-анортозитовый тренд; IV - железистогаббро-гранофирный тренд. В. IV - гранофир-железистогаббровый тренд дифференциации Бушвельдского массива. Г. III - дуниты, троктолиты, плагиоклазовые верлиты, габбро, плагиоклазиты; IV - гранофиры, ферродиориты, фаялитовое габбро, магнетитовые верлиты. Д. I - Нижняя оливинит-верлит-пироксенитовая зона; II - верхнее железистопироксенитово-щелочные габбро. Е. I - пикритовые габбро-долериты, троктолиты, оливиновые габбро-долериты, габбро-долериты; II - габбро-долериты-диориты

Для построения петрохимических моделей использованы химические анализы пород, приведенные в отчетах по ГДП 200 (С.Г. Корсаков, А.Н. Письменный, 2005 г.). Содержания оксидов пересчитаны в атомные количества по методике, изложенной в [3] и нанесены в виде точек на треугольные диаграммы, отвечающие петрологическим моделям конкретных платиноносных массивов.

Размещение фигуративных точек составов пород Малкинского гипербазитового массива вдоль оливин-пироксенового, пироксен-анортитового, гранофир-габбро-титаномагнетитового трендов и тренда отщепления рудных магм хромитового состава дает основание сопоставлять рассматриваемый интрузив с Бушвельдским плутоном. Все вариации химизма Малкинского массива описываются четырьмя трендами, два из которых характеризуют магматическую дифференциацию, отличаясь полярной ассоциацией фемафилов и элементов группы кремнезема, калия, натрия, алюминия и рудообразующих элементов.

Распределения фигуративных точек серпентинитовых массивов Передового хребта резко отличается от пород Малкинского массива и более напоминает петрологическую модель Талнахского массива. Малкинский массив относится к палеозойскому офиолитовому поясу Северного Кавказа и наличие тренда отщепления хромитовой магмы является благоприятной предпосылкой для его платиноносности.

С целью выявления геохимических признаков платиноносности и локализации наиболее перспективных участков проведено донное опробование по ручьям Лахран, Таза-Кол, Кызыл-Кол, Рхы-Кол (рис. 2). Расстояние между пробами по маршруту составляло 100 метров. Опробование проводилось по стандартной методике [7].

Определение Pt, Pd проводилось в лаборатории Alex Stewart Geo Analytical Ltd (г. Москва) методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, чувствительность определения 2 ppb. Фоновое содержание суммы платины и палладия более 2 мг/т. Аномальные содержания определены по правилу «трех сигм» (т.е. любое значение, отклонение которого превышает фоновое значение, утроенное на стандартное отклонение, является аномальным [3]). Нижнее аномальное содержание – 0,27 мг/т, верхнее аномальное содержание – 10 мг/т. В целом содержания платины по данным анализов выше кларковых значений, что является признаком реальной платиноносности массива. Содержания выше верхнего аномального значения приурочены к участкам рек, дренирующих дунитовые тела.

Это может быть связано с хромшпинелидами, которые развиты в них в виде отдельных прожилков, линз, шлиров.

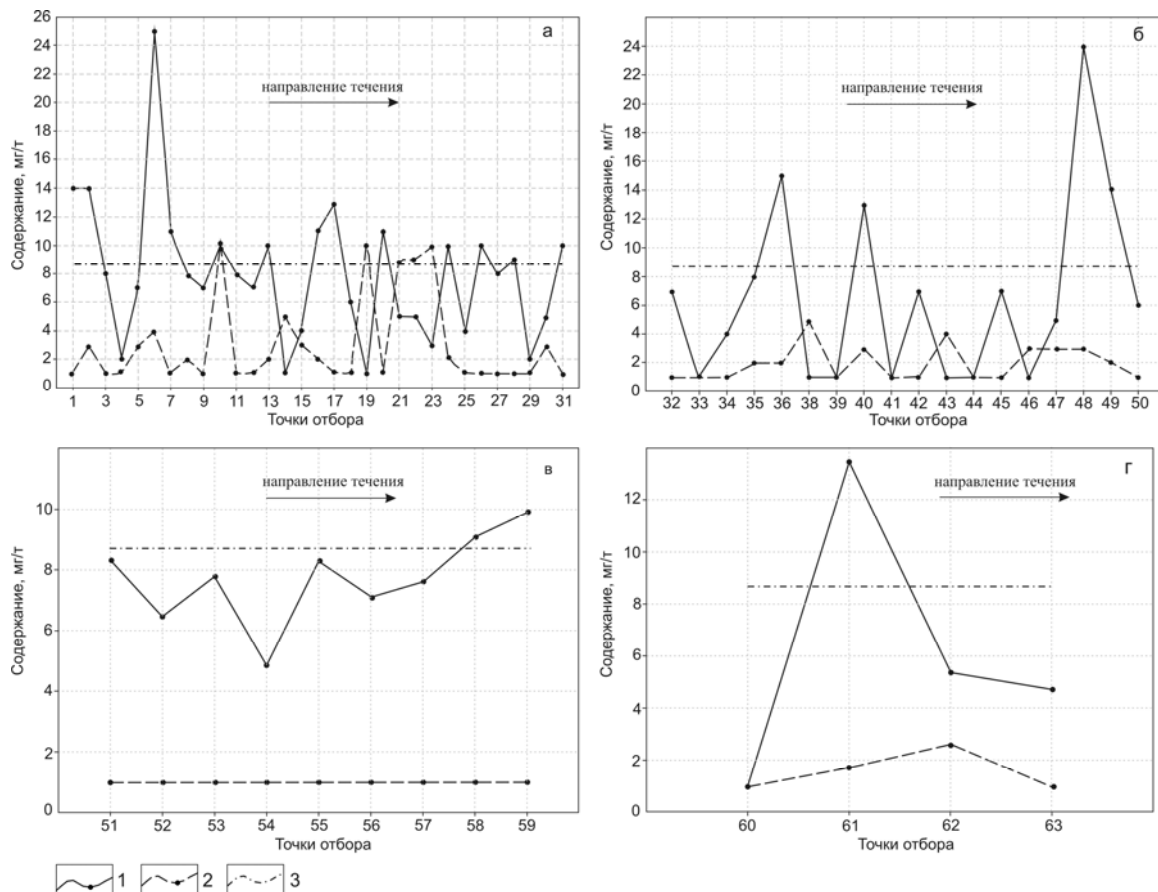


Рис. 2. Результаты определения содержания Pt (1) и Pd (2) и среднее содержание Pt в гарцбургитах офиолитовых массивов [4] (3), по руч. Лахран (а), руч. Таза-Кол (б), руч. Кызыл-Кол (в) и руч. Рхы-Кол (г)

Таким образом, Малкинский массив является потенциально платиноносным, заслуживающим более детального изучения на предмет нахождения коренных месторождений ЭПГ с платиноидно-хромитовыми и платиноидно-титано-магнетитовыми типами оруденения.

Литература:

1. Безмен Н.И. Жидкостная дифференциация флюидных расплавов и магматогенное оруденение: автореф. дис. на соискание уч. степ. д. г.-м.н. М., 1992.
2. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М., 2003. 409 с.
3. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 478 с.
4. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. – СПб.: СПбГИ, 2001. 266 с.
5. Парада С.Г. О платиноносности Северного Кавказа // Проблемы геологии, планетологии, геоэкологии и рационального природопользования. Материалы VII Международной научно-практической конференции: Новочеркасск, 2009. С. 10-13.
6. Полянин В.С., Полянина Т.А. История геологического развития и минерогения офиолитов Северо-Западного Кавказа // Отечественная геология. 2010. №4. С. 61-63
7. Сауков А.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., 1963. 102 с.

Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества донных отложений гидротермальных полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2 (Срединно-Атлантический хребет)

Моргунова И.П., Петрова В.И., Куршева А.В., Литвиненко И.В., Степанова Т.В., Черкашёв Г.А.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»), Санкт-Петербург, Россия, inik@list.ru

Изучены особенности формирования органо-геохимического фона осадочных отложений гидротермального рудного узла «Ашадзе». Содержание и характер распределения рассеянного органического вещества (РОВ) в донных осадках, удалённых от центров гидротермальной деятельности указывает на его преимущественно гидробионтный и гумусовый генезис и диагенетическую стадию зрелости. Результаты анализа донных отложений гидротермальных полей «Ашадзе» 1 и 2 позволяют предположить наличие для них сходных источников органического вещества (ОВ) и процессов его трансформации, которые могут быть связаны с высокой биопродуктивностью и спецификой геохимического преобразования биогенного вещества под действием различных факторов гидротермальной среды.

Features of organic-geochemical background formation of the ore hydrothermal field "Ashadze" were investigated. The content and distribution of dispersed organic matter of background bottom sediments mostly of mixed hydrobiotic and humic genesis can be characterized by typical diagenetic transformation processes. The results of bottom sediments analysis for the active hydrothermal zones "Ashadze" 1 and 2, allowed to propose the existence of similar sources of organic matter and processes of its formation for them, which could be connected with high bioproductivity and specificity of transformation pathways of biogenic organic matter under variety of hydrothermal factors.

Гидротермальная циркуляционная система океанского рифта представляет собой комплексное геоструктурное образование, способное выступать в роли природной модельной лаборатории для детальных геологических, геофизических, геохимических, биологических и других видов исследований. Поступление огромных количеств тепловой энергии в придонные слои с эндогенным флюидом одновременно с обогащением их высокоминерализованным веществом в местах разгрузки гидротерм стимулирует развитие в таких зонах уникальных хемосинтетических биоценозов. В результате этого под влиянием целого ряда физико-химических факторов создаются специфические условия диагенетического преобразования автохтонной хемотрофной органики и аллохтонного органического вещества [2].

Материалом для исследования послужили образцы, отобранные с гидротермальных полей Ашадзе-1 и Ашадзе-2 (13°с.ш., САХ), открытых в результате совместных работ ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология в ходе 22 рейса НИС «Профессор Логачев» в 2003 году. Значительная часть исследований была проведена в ходе совместной французско-русской экспедиции «Серпентин» на борту НИС «Pouébois» в 2007 году [6, 8]. Рудный узел «Ашадзе» характеризуется активной гидротермальной деятельностью. В ходе работ было

обнаружено не менее пяти скоплений действующих гидротермальных построек на первом поле и зафиксирована активность в пределах одной кратерообразной структуры на втором.

Образцы донных осадков (9 станций, 31 образец) отбирались коробчатым пробоотборником, телегрейфером и драгой и сохранялись до момента камеральных исследований в стерильной таре при температуре -18°C . Стандартная аналитическая процедура включала в себя определение элементного состава отложений (Сорг, Норг, Скарб), группового и молекулярного состава растворимой части рассеянного ОВ методами препаративной жидкостной хроматографии и ГХ-МС с применением системы Agilent Technologies GC System 6850/5973.

Было проведено сравнительное изучение донных отложений, отобранных непосредственно в местах локализации гидротермальных полей Ашадзе-1 и 2, и фоновых осадков пелагических областей, удалённых от района исследования.

Отложения, отобранные вне зон гидротермальной активности, относятся к карбонатным (Скарб = $6 \div 10\%$) и характеризуются параметрами, типичными для биогенных осадков пелагических областей. Для них характерно бимодальное распределение n-алканов (рис. 1, а) с явным преобладанием нечётных гомологов в высокомолекулярной области $\text{C}_{27} \div \text{C}_{31}$ (аллохтонная высшая растительность) [9]. Наличие резистентных к биодegradации хейлантанов и диастеранов в составе терпеноидов (гопанов m/z 191 и стеранов m/z 217) и соотношение стереоизомеров стеранов C_{29} $20\text{S}/(20\text{S}+20\text{R}) \geq 0.5$ указывает на постдиагенетическую стадию преобразования ОВ [7]. Полиароматические углеводороды (ПАУ) в осадках фоновых станций являются минорной составляющей ОВ, но их содержание, в целом, превышает фон для абиссальных районов, достигая значений ~ 90 нг/г [3]. Основная масса приходится на фенантрен и его метилгомологи, уровень трансформации которых соответствует высокой степени зрелости ОВ ($\text{MPII} = 0.6 \div 0.9$).

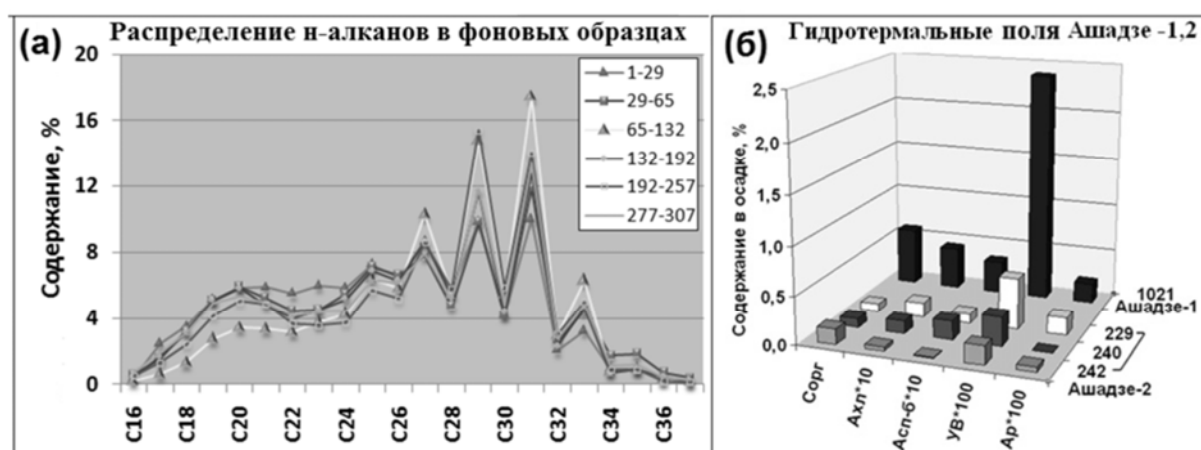


Рис. 1. Распределение n-алканов в осадках фоновых станций (а); геохимическая характеристика ОВ донных отложений гидротермальных полей Ашадзе-1 и 2 (б)

Обнаруженная в поверхностных осадках одной из фоновых станций неожиданно высокая степень зрелости ОВ (ОЕР~1) согласуется с зафиксированной поблизости гидрофизической аномалией воды (по T° , солёности и мутности) [1] и указывает на процессы его активного термокаталитического созревания (рис. 2, а).

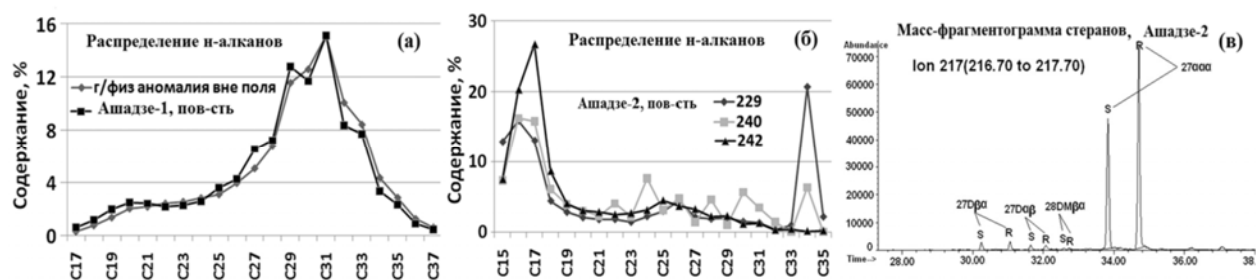


Рис. 2. Распределение н-алканов (а, б) и стеранов (в) в донных отложениях гидротермальных полей Ашадзе-1 и 2

Низкокарбонатные илы и металлоносные осадки гидротерм по своим геохимическим характеристикам кардинально отличаются от фоновых образцов: при $S_{org}=0.1\div 0.6\%$, количества углеводородов (УВ) в поверхностном слое достигают 234.4 мкг/г осадка, что на порядок превышает фоновые величины (~26 мкг/г осадка). Для сравнения, количество УВ в поверхностных осадках рудного поля ТАГ (1993 г., НИС «Проф. Логачёв») достигает значений ~170.4 мкг/г осадка. В целом, в групповом составе ОВ гидротермальных проб отмечается повышенное содержание масляной фракции (рис. 1, б).

Гидротермальные отложения характеризуются более неоднородной картиной распределения н-алканов и рядом специфических черт. Так, в поверхностных отложениях поля Ашадзе-1 доминируют изопреноиды ($C_n < 25$), а в осадках участка Ашадзе-2 выявлены самые высокие содержания н-алканов планктоно-водорослевого типа ($C_{17-19}/C_{27-31} \sim 3\div 4.6$). При этом величина фитанового индекса для второго поля ($K_{18}=7.1$) указывает на наличие локального источника ОВ, скорее всего микробиального происхождения, а индекс нечётности ОЕР~1 (для $n-C < 21$ и $C_{27}\div C_{31}$), свидетельствует о термокаталитическом созревании компонентов местного и аллохтонного ОВ (рис. 2, б).

Распределение циклановых углеводородов в поверхностных осадках поля Ашадзе-1 кардинально отличается от фонового и характеризуется наличием в их составе гопенов и $\beta\beta$ -биогопанов, что указывает на поступление в осадки свежего биогенного материала и сравнительно низкий уровень преобразования ОВ ($T_s/T_m=0.23$). Гопано- и стеранограммы отложений, отобранных с участка Ашадзе-2, свидетельствуют об интенсивном влиянии гидротермальных процессов на трансформацию биогенного вещества и подтверждают наличие его специфических источников (рис. 2, в). Суммарные содержания стеранов в гидротермальных пробах существенно превышают фоновые значения, достигая ~180 нг/г.

В составе ПАУ обоих полей доминируют фенантреновые структуры и выявлена пирогенная составляющая (флуорантен и пирен). В отложениях участка Ашадзе-2 содержания полиаренов достигают максимальных величин для изучаемого региона (Σ ПАУ=262 нг/г) в основном за счёт фенантрена и его моно- и би-метилгомологов (178, 192 и 206 м.м). Аномально-высокие содержания голоядерного фенантрена наряду с повышенными содержаниями стеранов могут указывать на процессы термokatалитического созревания ОВ *in situ* [4, 5].

Таким образом, результаты исследования двух активных гидротермальных полей рудного узла «Ашадзе» позволяют предположить существование для них сходных источников и механизмов формирования ОВ. Такое сходство может быть обусловлено как влиянием биологических сообществ, распространённых непосредственно в местах проявления гидротермальной активности, так и спецификой процессов трансформации биогенного ОВ под действием целого комплекса физико-химических факторов.

Авторы выражают благодарность Полярной морской геолого-разведочной экспедиции за предоставление для данной работы материалов, отобранных в 22-м и 30-м рейсах НИС «Профессор Логачёв», при финансировании Федеральным агентством по недропользованию Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации.

Литература:

1. Каминский Д.В. О структуре гидротермальных плюмов в придонных водах района 12°58' с.ш. САХ // Материалы 26 Международной научной конференции (школы) по морской геологии. - М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. - С. 80-81.
2. Лисицын А.П. Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. - М.: Наука, 1993. - 256 с.
3. Петрова В.И. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в донных осадках Мирового океана: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. - СПб., 1999. - 30 с.
4. Петрова В.И. О генезисе органического вещества отложений гидротермального поля «Ашадзе-1» (13°с.ш., САХ) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. - С. 1-4.
5. Симонейт Б.Р.Т. Органическая геохимия водных систем при высоких температурах и повышенных давлениях: гидротермальная нефть // Основные направления геохимии. - М.: Наука, 1995. - С. 236-259.
6. Bel'tenev V., Nescheretov A., Shilov V. et al. New discoveries at 12° 58'N, 44° 52'W, MAR: Professor Logatchev-22 cruise, initial results // InterRidge News. 2003. V. 12. № 1. - P. 13-14.
7. Boni M., Simoneit B.R.T., Fruh-Green G.L. et al. Organic matter and carbon isotope composition of carbonate nodules and associated sediments from Middle Valley, Leg 139 // Proceedings of the ODP, Scientific Results. 1994. V. 139. - P. 329-339.
8. Fouquet Y., Cherkashov G., Charlou J.L. et al. Serpentine cruise - ultramafic hosted hydrothermal deposits on the Mid-Atlantic Ridge: First submersible studies on Ashadze 1 and 2, Logatchev 2 and Krasnov vent fields // InterRidge News. 2008. V. 17. - P. 15-19.
9. Peters K., Moldowan J. The biomarker guide. Interpreting Molecular Fossils in petroleum and ancient sediments. - Cambridge University Press, 2004. - 364 p.

Геохимия природных вод нижней части бассейна Томи

Наймушина О.С.

ТПУ, Томск, Россия, naimushin79@mail.ru

Приведены данные по химическому составу природных вод нижней части бассейна реки Томи в качестве одного из этапов оценки геохимического состояния территории строительства Северской атомной электростанции. Особое внимание уделено растворенным органическим соединениям – фульво- и гуминовым кислотам, присутствие которых в природных водах обусловлено высокой заболоченностью территории.

Data on a chemical compound of natural waters of the bottom part of a river basin of Tom' as one of evaluation stages of a geochemical condition of the territory of Seversk' atomic power station building is cited. The special attention is given the dissolved organic connections: fulvo and humic acids. It is shown that the basic source of organic substances in natural waters – the highly swamped area extended all over the research territory.

Территория строительства Северской атомной электростанции находится в пределах Томской области Российской Федерации, на правобережной части долины нижнего течения р. Томи в пределах 2-ой надпойменной террасы (рис. 1). Климат территории резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха (данные по г. Томску) составляет -0.6°C . По количеству выпадающих атмосферных осадков рассматриваемая территория относится к зоне умеренного увлажнения [4].

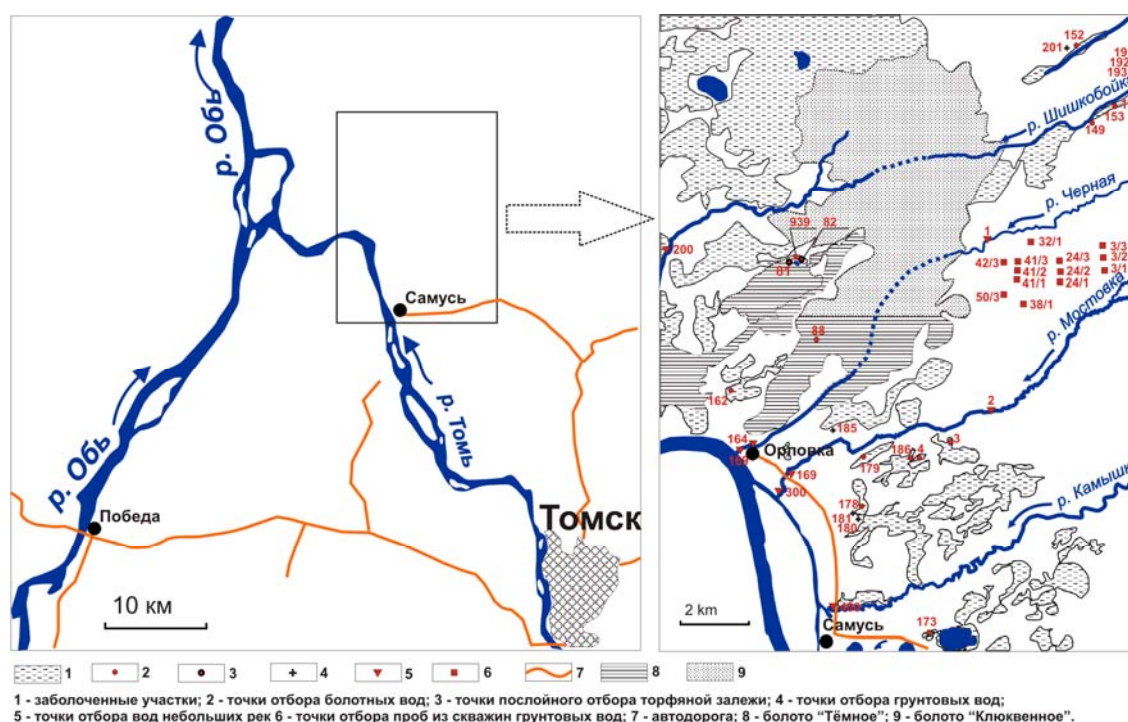


Рис. 1. Местоположение территории исследования

На исследуемой территории протекает четыре небольших реки – Шишкобойка, Черная, Мостовка и Камышка, разделённые заболоченными участками (рис 2).

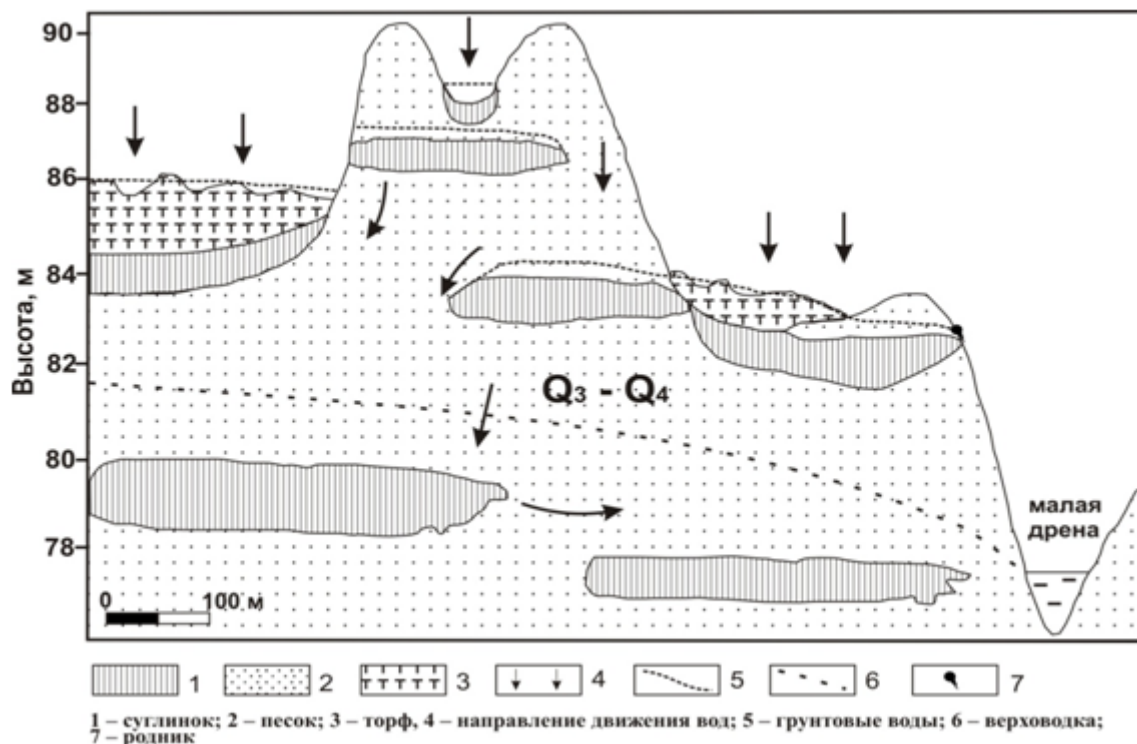


Рис. 2. Схема гидрогеологических условий территории

Пробы воды отобраны в августе-декабре 2009 г. общим числом 45, включая 15 из мелких рек, 10 из болот, 7 из верховодки и 13 из грунтовых вод, вскрытых скважинами.

Как видно из полученных данных (табл.1), воды небольших рек являются пресными с очень малой и малой минерализацией (около 100 мг/л), гидрокарбонатными кальциевыми (максимальное значение HCO_3^- достигает 146,0 мг/л), по величине pH – от кислых до слабощелочных: значения этого параметра изменяются от 4,4 в верховьях рек до 7,7 в приустьевых участках. По жесткости воды – мягкие.

Таблица 1

Средний химический состав природных вод исследуемой территории, мг/л

Место отбора проб	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3	NO_2	NH_4	$\text{Fe}^{\text{общ}}$	CO_2	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Небольшие реки	6,5	19,9	4,3	4,0	66,4	2,2	2,5	2,6	0,015	1,90	7,0	21,6	101,9
Верховодка	5,5	10,1	2,0	4,2	36,0	8,0	5,4	2,1	0,2	1,82	43,4	53,5	110
Болотные воды	5,1	6,7	2,5	4,1	11,8	1,1	3,9	1,6	0,028	4,26	6,2	72,3	29,8
Грунтовые воды	7,1	52,8	8,3	8,4	219,2	-	4,5	-	-	0,8	0,4	8,3	294,0

Низкие значения минерализации и величины pH в реках обусловлены большим вкладом в питание рек болотных вод, содержащих повышенное количество природных органических кислот. Особенно ярко эта тенденция выражена для рр. Черная и Шишкобойка, которые в большей степени подвержены влиянию болотных вод в связи с особенностями ландшафта.

ностями рельефа (рис. 1). В речных водах очень высоки содержания $Fe^{общ}$, количество которого составляет от 1,5 до 17,6 мг/л, что также объясняется питанием рек болотными водами. Содержания хлор- и сульфат-ионов низкие (менее 10 мг/л), а содержания NO_3^- и NH_4^+ , наоборот, несколько повышены.

Воды верховодки по химическому составу являются ультрапресными (минерализация колеблется от 30 до 180 мг/л), гидрокарбонатными кальциевыми, слабокислыми (рН меняется от 5,0 до 6,1). Содержания хлор- и сульфат-ионов очень низкие (менее 4 и 12 мг/л соответственно). Содержания NO_3^- и NH_4^+ , наоборот, несколько повышены. Содержания $Fe^{общ}$ в верховодке аномальны и достигают 85 мг/л, что объясняется низким значением Eh вод и высоким содержанием в них органических веществ [2].

Болотные воды являются ультрапресными (общая минерализация колеблется от 15 до 45 мг/л), кислыми и слабокислыми, реже нейтральными (рН составляет 4,0-6,7), гидрокарбонатными кальциевыми, реже натриевыми, или хлоридными кальциевыми, ещё реже натриево-калиевыми, мягкими. Они отличаются высоким содержанием железа (до 14 мг/л), иногда калия по сравнению с натрием. Содержания Cl^- , SO_4^{2-} и NO_2^- низкие, NO_3^- и NH_4^+ несколько повышены.

Грунтовые воды являются ультрапресными и умеренно пресными (их общая минерализация колеблется от 90 до 400 мг/л), в основном гидрокарбонатными кальциевыми, реже гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. По величине рН воды нейтральные (рН составляет 6,5-7,5). По жесткости воды в основном мягкие или средней жесткости. Грунтовые воды отличаются отсутствием SO_4^{2-} , NO_3^- и NO_2^- . Содержания $Fe^{общ}$ и NH_4^+ несколько повышены.

Исследованные природные воды обогащены растворенным органическим веществом, суммарное содержание которого значительно превышает сумму минеральных солей. Средние содержания растворенных органических веществ в пересчете на $C_{орг}$ колеблются в пределах от 5 до 65 мг/л (табл. 2) при максимуме 165 мг/л в болотных водах.

Таблица 2

Среднее содержание органического вещества гуминового типа в природных водах, мг/л

Тип вод	$C_{орг}$	Гуминовые кислоты	Фульвокислоты
Небольшие реки	42,8	9,7	56,9
Верховодка	21,5	8,6	36,4
Болотные воды	65,7	12,5	102,0
Грунтовые воды	5,8	1,0	6,1

Среди гуминовых соединений резко преобладают фульвокислоты, среднее содержание которых достигает 102 мг/л при рН, равном 5,1. Следовательно, под влиянием слабо-кислой среды происходит образование в больших количествах разных гуминовых соединений, среди которых преобладают фульвокислоты, и чем более кислыми являются воды, тем больше они обогащены органическим веществом. Поэтому наиболее обогащены фульвокислотами болотные воды. Грунтовые воды и верховодка, значения рН которых выше, содержат органические вещества в значительно более низких концентрациях. Речные воды по той же причине характеризуются промежуточными значениями растворенного органического вещества.

Выводы

1. Все воды исследуемой территории являются ультрапресными и пресными (общая минерализация колеблется от 25 до 400 мг/л), слабокислыми и околонеutralными, реже кислыми (рН составляет 3,5-7,3), гидрокарбонатными кальциевыми или кальциево-натриевыми, редко кальциево-магниевыми и натриево-кальциевыми, отличаются высокими содержаниями железа (до 85 мг/л), иногда калия. Содержания хлор- и сульфат-ионов в общем случае низкие (менее 10 и 12 мг/л соответственно). Содержания NO_3^- и NH_4^+ , наоборот, несколько повышены. С глубиной соленость воды и значения рН растут. Так, наиболее минерализованными являются грунтовые воды, средняя соленость которых составляет 290, а максимальная достигает 400 мг/л. Все другие типы вод занимают промежуточное положение, что естественно, так как они в меньшей степени, чем грунтовые, взаимодействуют с горными породами, а реки дренируют не только болотные, но и грунтовые воды [5, 6].

2. В процессе преобразования растительных остатков в болотных условиях происходит образование в больших количествах разных гуминовых соединений, среди которых преобладают фульвокислоты. Содержание последних значительно превышает количество растворенных минеральных солей в болотных водах почти в 2 раза. Полученные данные указывают на большие масштабы растворения органического вещества в рассматриваемых водах с последующим их выносом за пределы заболоченной территории [3].

Литература:

1. Naimushina O.S., El-Shinawi A. Chemical composition of small rivers in Tyemnoe swamp area (Tomsk region). Problems of Geology and Subsurface Development: proceedings of the 14th International Scientific Symposium of Students, Postgraduates and Young Scientists in honor of Academician M.A. Usov, devoted to the 65-the Anniversary Soviet People's Victory against fascism in the Great Patriotic War 1941-1945 years - Tomsk, TPU, 5-9 apr. 2010. - Tomsk: TPU Publishing House, 2010, p.649-651.

2. *Шварцев С.Л.* Геохимия природных вод района Большого Васюганского болота // Комплексный мониторинг Большого Васюганского болота. Томск, 2002, с. 139-149.
3. *Расказов Н.М.* Основные особенности химического состава болотных вод (на примере юго-востока Западной Сибири). Томск: Известия ТПУ, 2005. Т. 308. № 4. С. 55-58.
4. *Савичев О.Г.* Химический состав болотных вод на территории Томской области (Западная Сибирь) и их взаимодействие с минеральными и органоминеральными соединениями // Известия ТПУ, 2009. Т. 314. № 1. С. 72-77.
5. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – 2-е изд., исправл. и доп., – М., Недра, 1998. 366 с.
6. *Шварцев С. Л., Рыженко Б. Н., Алексеев В. А., Дутова Е. М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е.* Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода - порода. Т.2. Система вода - порода в условиях зоны гипергенеза. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2007. 389с.

Геохимическая зональность эндогенного оруденения на примере месторождения Каульды (Узбекистан)

Панченко А.Е.

ГП «Центральная ГГЭ», Ташкент, Республика Узбекистан, *allepanchenko@rambler.ru*

Изучено распределение содержаний основных рудогенных элементов, проведена обработка массива аналитических данных методами статистического и корреляционного анализа, установлена принадлежность золотого и других типов оруденений к единой рудно-геохимической системе.

Distributions of maintenances of the basic ores elements are studied, processing of analytical data file is spent, methods of statistical and correlation analyses establish an accessory gold and other types ores to uniform ore-geochemical to system.

Каульдинское рудное поле расположено на северных склонах Кураминского хребта в пределах западной части Центрального тектонического блока Алмалыкского рудного района. Из разведанных золоторудных месторождений в пределах Каульдинского рудного поля в настоящее время разрабатывается месторождение Каульды с участками Центральный и Южный Каульды.

Основными структурами, контролирующими золотое оруденение, являются субмеридиональные пологопадающие зоны. Оруденение относится к золото кварцевому типу (жилы и залежи в вулканогенных породах). Минеральный тип – золото-пирит-кварцевый со свободным золотом.

Промышленное оруденение (рис.1) локализуется в двух основных позициях – внутрiformационной (на контакте разнофациальных вулканитов среднего карбона) и межформационной (на контакте вулканогенных и терригенно-карбонатных пород).

При вертикальном размахе рудной колонны от 750 до 1070 м (в абсолютных отметках), рудные тела приурочены к определенным структурным позициям и проявлены на трех основных гипсометрических уровнях:

- нижний уровень (750-810 м): рудные тела №№ 8, 9 локализованы в межформационной позиции; рудные тела №№ 5, 6 локализованы в вулканитах среднего состава;

- средний уровень (800-930 м): рудные тела №№ 2, 3, содержащие основные запасы руд месторождения, и мелкие рудные тела №№ 11, 7 локализованы на контакте разнофациальных вулканитов;

- верхний уровень (960-1070 м): на этом уровне локализованы мелкие рудные тела, также приуроченные к вулканогенным образованиям (рудные тела № 1, "Секущее-1,2,3,4").

Для изучения особенностей распределения геохимических характеристик на различных гипсометрических уровнях, приуроченных к конкретным геолого-структурным пози-

циям по месторождения Каульды, были сформированы выборки данных геохимического и кернового опробования буровых скважин и проведена их обработка методами корреляционного и статистического анализов.

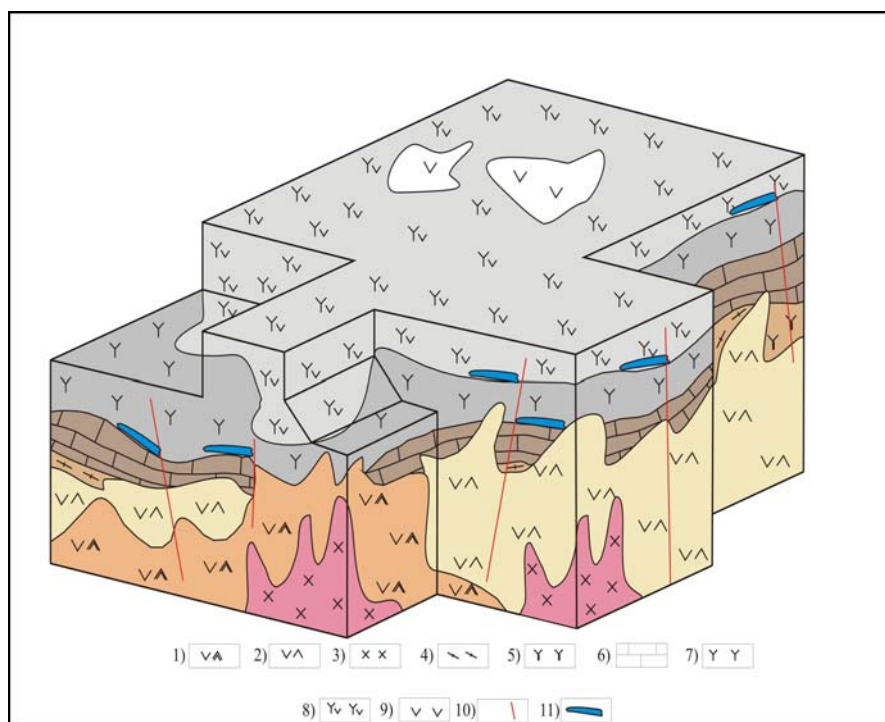


Рис.1 Схема глубинного строения месторождения Каульды

1 - кварцевые сиенито-диориты; 2 - сиенито-диориты; 3 - гранодиорит-порфиры; 4 - кварцевые порфиры, гранодиорит - порфиры, риолиты; 5 – андезиты; 6 – известняки, доломиты; 7 – андезито - базальты; 8 – андезит-дациты; 9 – дациты; 10 – разрывные нарушения; 11 – рудные тела.

По результатам проведенного корреляционного анализа установлено (таблица):

- на нижних горизонтах месторождения Каульды, где развиты интрузивные образования герцинского тектоно-магматического цикла, проявлены золотая, золото-медная с редкометалльной минерализации, которые выше сменяются собственно золото-медной ассоциацией;

- средние горизонты, отвечающие уровню межформационной ситуации, характеризуются наличием неполнопроявленной золотой, группированием неполнопроявленной золотой с сульфосолевой составляющей, сопряжением неполнопроявленной золотой с медной, которая выше сменяется группированием неполнопроявленной золотой с составляющими медной и редкометалльной ассоциациями;

- на верхних горизонтах месторождения Каульды, отвечающим позиции контакта разнофациальных вулканитов, проявлено группирование составляющих неполнопроявленной золотой, редкометалльной и полиметаллической ассоциаций, а также золотой с составляющей полиметаллической, которые выше сменяются золото-редкометалльной и группированием существенно золото-серебряной с сульфосолевой составляющей.

В корреляционных группах химических элементов собственно медно-молибденовое,

а также медно-молибденовое с золотом оруденение проявлено на нижних горизонтах месторождения Каульды и приурочено к интрузивным образованиям. На средних горизонтах проявлено золотое и полиметаллическое оруденение, приуроченное к подкарбонатной и межформационной позициям. Кроме золотого и полиметаллического на средних горизонтах проявлено медно-висмутовое оруденение, которое приурочено к вулканитам среднего карбона. На верхних горизонтах проявлено золотое, полиметаллическое и медно-молибденовое оруденение, которое также приурочено к вулканитам среднего карбона.

По результатам проведенного статистического анализа следует отметить:

- возглавляют ряды относительной интенсивности по всем геохимическим выборкам Au, Mo и Bi; к средней части рядов тяготеют Mo, Cu, As, Pb, Zn, W, Sb; замыкающие позиции занимают As, Cu Co, Sn, что может свидетельствовать о наличии в верхней части вулканогенной толщи структур и позиций, перспективных на обнаружение медного и золотого оруденения.

Учитывая изложенное выше можно сделать следующие выводы:

1. На месторождении Каульды проявлены золотой, медно-порфировый и полиметаллический типы эндогенного оруденения, которые сформированы в единый гидротермальный этап и характеризуются принадлежностью к общей вертикальной рудной колонне, что позволяет отнести их к единой рудногеохимической системе.

2. Медно-порфировое оруденение месторождения Каульды приурочено к интрузивным породам и имеет размах по вертикали от 300 до 500 метров.

3. Полиметаллическое оруденение, в первом случае приурочено к контактовой зоне терригенно-карбонатных отложений и вулканогенных образований среднего состава. Во втором случае оруденение является прожилково-жильным и располагается над контактовой зоной в вулканогенных образованиях среднего карбона.

4. Золотое оруденение имеет тесную связь с интрузивными образованиями, терригенно-карбонатными породами и вулканогенными породами среднего карбона.


Литература:

1. Гертман Ю.Л., Джураев А.Д., Мехмонходжаев А.Д., Гертман Д.Ю., «Оценка перспектив скрытого золотого оруденения на основе математического моделирования геохимической информации». Материалы IV геохимического конгресса 1994, г.Иркутск.

2. Мещанинов Е.З., Азин В.Н., Кузнецов Ж.Н., «Опыт изучения структурных условий размещения эндогенного оруденения в одном из рудных районов Средней Азии» «Тезисы докладов» Современные методы изучения структур эндогенных рудных месторождений, Ереван, 1981г.

3. Панченко А.Е. Геохимические методы при прогнозировании эндогенных месторождений золота (на примере Центрального блока Алмалыкского рудного района) // В сб. «Тезисы докладов» Инновационные технологии прогноза, оценки и освоения минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых Республики Узбекистан, Ташкент, 2010г.

Статистические параметры месторождения Каульды

Геологическая колонка	Позиция	Горизонт	Корреляционная ассоциация золота	Корреляционные ассоциации других элементов	Ряды интенсивности
	Разнофациальных вулканитов	гор. +1150-1250м	Au, Ag, Bi	Sn, Pb, Ag, Sb, Co, Zn, Cu, Bi - Sb, As, Cu, Pb, Co, Mo, W - Cu, W, Zn, Co, Pb Pb, Zn, - Ag, Bi, W - W, Co, Ag - Co, As, Mo, Zn - Zn, Mo - As, Mo - Bi, Ag, Au - Ag, Au	Au-As-Ag-Mo-W-Sb-Sn-Bi-Zn-Co-Pb-Cu
	Удаленно-надинтрузивная	гор. +1050-1150м.	Au, W, (-Zn)	As, Mo, Co, (-Ag) - Bi, Sn, Ag, Sb, Co - Sn, Ag, Co - Pb, Zn, Cu, Sb - Zn, (-Co), (Au) Co, Mo, W - Ag, Sb	Au-Ag-Pb-Cu-Sb-Zn-As-Mo-W-Bi-Sn-Co
	Подэкранияя	гор. +950-1050.	Au, W, Ag, Sn, Sb, Pb	Cu, Mo, Zn, Pb, Bi, As - Sb, Ag, Sn, As, W, Au, Pb, Bi, Mo - Mo, Cu, Bi, As, Pb, Zn Pb, W, Ag, Co, Au, Zn - Zn, Co, Au, Zn - Ag, W, Au, Sn - Co, W, Sn	Au-Ag-Bi-As-Sb-W-Mo-Zn-Pb-Cu-Sn-Co
	Разнофациальных вулканитов	гор. +850-950м	Au, Sn, Pb, Sb, Zn, As	Sn, Pb, Ag, Au, Sb, As, Co, Zn - Pb, Zn, Au - Zn, Co, Au - Co, As, W, Sb, Ag - As, Sb, W - Ag, Cu, Sb, (-W)	Au-Bi-As-Mo-Ag-W-Sb-Zn-Co-Sn-Pb-Cu
	Внутриформационная	гор. +750-850м.	Au, Mo, As, W, Co, (-Zn), (-Pb)	Cu, Bi, Ag, Pb, Sb, Zn - Ag, Zn, Pb, Bi, Sb, Mo - Pb, Zn, Bi, Mo, (- Au) - Zn, Mo, (- Au), Bi, Sb, Sn Sb, Co, Sn - Mo, Co, As, Au, Sn, W - Co, Sn, As, Au, W	Au-Bi-As-Mo-W-Ag-Zn-Pb-Sb-Cu-Co-Sn
	Межформационная	гор. +650-750м.	Au, As, Cu	Co, As, W, Zn, Ag, Sb, Cu, Pb, Mo - Ag, Pb, Zn, Bi, Mo, Sn, Cu, Sb - Cu, Au, W, As Pb, Zn, Bi - As, W, Au, Sb - Bi, Sn (-W) - W, Sb	Au-Bi-As-Pb-Mo-Ag-Zn-W-Sb-Cu-Sn-Co
	Терригенно-карбонатных отложений	гор. +550-650м.	Au, Sn, Sb	Cu, Co - Co, W, As - Ag, Zn, Pb, Mo - W, Sn - Pb, Zn - Sn, Sb, Au	Au-Bi-Pb-Mo-As-Sb-Cu-Ag-Zn-Sn-W-Co
	Подкарбонатная	гор. +450-550м.	Au	Cu, Mo, Pb - Mo, Sn - Sn, Co - Pb, Zn, Sb, As	Bi-Au-Pb-Ag-Cu-Zn-W-Mo-Sb-As-Sn-Co
	Надінтрузивная	гор. +350-450м.	Au, Cu, (-Ag)	Cu, Mo, W, Au, (-Ag) - Pb, Zn, Bi, Ag, Mo - As, Sn, Co, W - Bi, Sn, Ag, W	Au-Cu-Bi-Mo-Ag-W-Zn-Pb-Sn-Sb-As-Co
	Верхняя часть интрузива	гор. +250-350м.	Au, Cu, Sn	Cu, Sn, Au, Ag, Mo, W - Pb, Zn, Bi, Ag, W - Zn, Bi, Ag, W - As, Co, Sn, Sb - Ag, W, Sn - Sn, W, Mo, Au	Au-Mo-Cu-Bi-Sb-W-Ag-Pb-Zn-As-Sn-Co
	Средняя часть интрузива	гор. +150-250м.	Au, Cu, W, Sn, Mo, (-Pb), (-Zn),	Cu, Au, Mo, W, Sn, Ag, (-As), (-Co) - Pb, Zn, Ag, Sb, Co, As (Au), (-Mo), (-W) - Zn, Sb, Ag, Co, (-Mo), (Au), (-W) - Ag, Co, Sb, Sn - Mo, W, Au, (-Co)	Mo-Au-Cu-Ag-Pb-W-Bi-Zn-Sn-Sb-As-Co
Нижняя часть интрузива	гор. +0-150м.	Au	Cu, W, Ag, Sn, Mo, Bi, Sb - Bi, Ag, Pb, W, Zn - Ag, Pb, Zn, W - Mo, Sn, W, (-Co) - Co, Sb, Pb, Zn - Pb, Zn, Sb	Mo-Bi-Cu-Au-Zn-Ag-Pb-W-Sb-Sn-As-Co	

Газовые гидраты и потоки метана в Охотском море**Пестрикова Н.Л.**Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
Россия, *natar81@mail.ru**В работе представлены результаты изучения районов газогидратопроявления, потоков метана в Охотском море и их источников (1998-2009).**This paper describe the results of the study of gashydrate areas, methane fluxes in the Sea of Okhotsk and their possible sources (1998-2009).*

Актуальность проблемы изучения газовых гидратов и потоков метана связана с их значительной ролью в природных процессах и значимостью для жизнедеятельности людей. С экологической точки зрения газовые гидраты метана – возможные «поставщики» огромных объемов метана в окружающую среду (экологический риск, в частности, оползневые процессы, изменение климата), с геологической – природные образования со специфическими условиями нахождения в осадочной толще и особым механизмом формирования в морских условиях. Экономическое значение заключается в том, что они могут являться нетрадиционным источником углеводородного сырья.

В настоящее время в Охотском море известны два района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: северо-восточный сахалинский склон (западный борт впадины Дерюгина) и Припарамуширский район Курильских островов. Скопления газогидратов расположены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки и контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы [3, 2, 5, 6, 7, 8, 9, 10]. В этих структурах развит мощный (более 2 км) осадочный чехол, характеризующийся достаточно высоким потенциалом генерации углеводородов [4].

В Охотском море наиболее известным и изученным является восточный сахалинский склон. К 2009 г. в этом районе выявлено около 400 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты [5, 6, 7, 8, 9]. Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа. Экспедиционные исследования 1998-2002 гг. показали [5, 6], что узлы пересечений разрывных нарушений в пределах субмеридиональной разломной зоны являются основными структурами, которые определяют положение мощных выходов газа на северо-восточном шельфе и склоне о. Сахалин и впадине Дерюгина.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газовые гидраты, концентрации метана обычно возрастают с 200 см до 400-

500 см и достигают 0,1-1,0 мл/л. В интервале 0-200 см они, как правило, не превышают 0,005-0,01 мл/л. Начиная с глубин 600–1000 см, концентрации метана увеличиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной поддонной глубине. В газогидратсодержащем керне независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями концентрации метана 20 000 – 200 000 нл/л у дна и 500-1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то же время в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1-4 порядка ниже указанных величин.

В 2009 г. был изучен новый район подводной газовой разгрузки в Охотском море, расположенный южнее ранее открытых площадей газогидратопроявления и выходов природного газа из донных отложений в воду в пределах северо-западного сектора акватории [10]. Зафиксированы аномалии метана в придонном слое воды порядка 1000-2000 нл/л. Выявлены участки в пределах нового района, перспективные на газогидратоносность (повышенные значения метана в осадке, наличие творожистой структуры при визуальном обследовании поднятого материала и пр.). Однако, в отличие от уже известной северной площади признаки присутствия газогидратов здесь тяготеют к более глубоким горизонтам отложений, а проявления метана по величине меньше. Возможно, это связано с более глубинным нахождением самих газогидратов в новом районе.

Что касается источника метана газовых гидратов Охотского моря, то следует обратить внимание на то, что западный борт впадины Дерюгина расположен вблизи открытых и прогнозируемых нефтегазоносных площадей о. Сахалин и прилегающего к нему шельфа. Подобная картина типична для многих гидратсодержащих площадей Мирового океана (Черное море, Мексиканский залив и др.). Подток метана из нефтегазовых залежей в регионе рассматривается нами в качестве источника газа, поступающего в зону стабильности газогидратов, часть которого преобразуется в гидратную фазу, а другая часть разгружается в воду на морском дне в зоне нарушений. Изотопный анализ углерода метановых гидратов северо-западного сектора Охотского моря указал на полигенетический характер их образования ($\delta^{13}\text{C}$ составляет -55 – -65 ‰). Для сравнения, основным источни-

ком метана газовых гидратов скопления Купарук Ривер – Прадхо Бей (Аляска) считаются катагенетические или ещё более глубинные углеводороды [1]. Значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет от – 37 ‰ до – 80 ‰. Как показано в работе [1], изотопный состав углерода метана здесь не укладывается в диапазоны, которые в традиционных представлениях соответствуют микробному метану. Для такого метана характерен экстремально изотопно-легкий состав метана по углероду (до – 110 ‰). Убедительным доводом в пользу смешанного состава метана газовых гидратов (микробного и катагенетического) северо-восточного сахалинского склона служит и тот факт, что благоприятные условия (Р-Т условия и источник вещества – микробная деятельность) для гидратообразования существуют практически вдоль всего восточного побережья о. Сахалин. Однако, обнаруженные скопления газовых гидратов тяготеют именно к участкам тектонических нарушений северо-западного сектора Охотского моря.

Таким образом, изучение распределения метана в Охотском море показало, что в пределах акватории существуют фоновые и аномальные поля метана в воде и донных осадках. Величины фона и аномалий зависят от геоструктурного расположения газогеохимических полей, их источников и сейсмотектонической активности региона. Результатом качественного сопоставления аномалий метана с тектоническим строением региона и расположением углеводородных скоплений стало обнаружение прямой связи между ними. Наиболее интенсивные аномальные поля метана образуются на северо-восточном склоне о. Сахалин. Именно в этой области осуществляется основной вынос метана в водную толщу и в атмосферу с поверхности моря. Эмиссия метана здесь обусловлена, главным образом, раскрытием зон разломов в периоды сейсмотектонических активизаций и существованием особой чувствительной к изменению Р-Т условий формы нахождения метана в осадочных отложениях – газогидратов.

Изотопный состав газовых гидратов и их приуроченность к активным разломным зонам позволяют рассматривать газовые гидраты Охотского моря как полигенные образования (глубинный источник в сочетании с микробным), в формировании которых не исключена роль метана из нефтегазоносных отложений региона.

Концентрации метана в водной толще в районе очагов газовой разгрузки в пределах гидратоносных площадей превосходят фоновые концентрации метана на 3-4 порядка и концентрации над нефтегазоносными структурами на 1-2 порядка. Гидратсодержащие отложения также содержат аномальные концентрации метана (200-3000 мл/л), превышающие фоновые значения на 4-6 порядков.

Литература:

1. *Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М.* Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности: научно-технический журнал. - М. : ООО «ИРЦ Газпром», 2004. - С. 5-13.
2. *Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А.* Субмаринные газовые гидраты. - СПб. : ВНИИОкеангеология, 1994. - 199 с.
3. *Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В.* и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 5. - С. 795-800.
4. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря // О.В. Веселов [и др.]; отв. ред. К.Ф. Сергеев. – Владивосток: ДВО РАН, 2004. - 160 с.
5. *Biebow N. and Huetten E.* (Eds.) Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, R/V Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. - Kiel, Germany, 1999. - 188 p.
6. *Biebow N., Kulinich R., and Baranov B.* (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: R/V Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1-2. - Kiel, Germany, 2002. - 190 p.
7. Cruise Report: CHAOS Project. R/V Akademik M.A. Lavrentyev, Cruise 36, 2005. Vladivostok-St.Petersburg, 2006. ISBN 5-88994-074-0. - 127 p.
8. *Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K.* (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. - Kiel, Germany, 2004. - 125 p.
9. *Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhairov A.* (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A. Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb. : VNIIOkeangeologia, 2005. - 164 p.
10. *Shoji H., Jin Y.K., Obzhairov A. and Baranov B.* (Eds.) Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2009, R/V Akademik M.A. Lavrentyev Cruise 47. Published by the New Energy Resources Research Center Kitami Institute of Technology. Kitami, Japan, February, 2010. - 136 p.

Особенности поведения золота и его элементов спутников зоне гипергенеза месторождения Золотое**Попов А.Л.**СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург, Россия, *alpopov06@mail.ru*

Суть данной работы сводится к изучению характера формирования геохимических ореолов золота, что позволит ответить на вопрос о причине возникновения его высококонтрастных ореолов.

Проведенный анализ форм нахождения золота и изучение его поведения показали, что в процессе разрушения рудных минералов происходит вынос золота из коренных пород и накопление его во вторичных ореолах в наименее растворимой форме (фаза сульфидов и металлов), что препятствует их дальнейшему перераспределению.

The main team of this research is reduced to study of the nature of the shaping geochemical anomaly of gold. That will allow answering the question about reason of presence high level anomaly of gold.

The organized analysis of the forms of finding gold and study of its behavior have shown that process of the destruction ore mineral occurs stand gold from bedrock and accumulation it in secondary aura in the most soluble form (the phase of sulfide and metal) that prevents their further redistribution.

Основной целью работы явилось изучение характера поведения элементов в зоне гипергенеза месторождения Золотое в связи с различной продуктивностью первичных и вторичных геохимических ореолов. Также дана развернутая характеристика геохимических ореолов золота и мышьяка зоны гипергенеза месторождения Золотого, их взаимосвязь и перспективы использования последней в процессе поисковых работ.

Объект исследования – месторождение Золотое – находится на территории Тейско-Уволжского рудного узла, выделенного по результатам площадных литогеохимических работ на Нойбинской площади (Енисейский кряж) в 2006 году. В пределах рудного узла в тесной пространственной связи с аномальными геохимическими полями золота находятся также такие элементы-спутники как мышьяк, серебро и, в меньшей степени, бор, барий, молибден, медь, свинец.

В структурно-геологическом плане Тейско-Уволжский рудный узел имеет трехъярусное строение. Основная центральная часть его площади сложена сланцами и метаалевролитами кординской и горбилкокской свит, которые на ЮЗ по зоне Уволжского сброса контактируют с терригенными отложениями чингасанской серии (карьерная и лопатинская свиты, R₃), а на СВ перекрывается, надвинутыми на них метаморфизованными образованиями рязановской свиты (PR₁).

На месторождении Золотое выявлены три рудные зоны северо-западного простирания с падением на северо-восток. Среднее содержание золота на месторождении составляет 2,0 г/т [2].

Геохимические работы по первичным ореолам рассеяния показывают, что объект исследования характеризуется повышенными концентрациями золота, мышьяка, бора, меди при подчиненном значении серебра. Мышьяк, серебро, висмут концентрируются непосредственно внутри рудных зон. Положение и интенсивность вторичных ореолов рассеяния мышьяка на поверхности подчеркивает положение первичных ореолов. Наличие аномальных значений элемента отмечается в каждом разрезе практически на всех горизонтах, при этом на глубину аномальные поля не оконтурены. Корреляция золота и мышьяка сохраняется на всех горизонтах. Содержания мышьяка заметно уменьшаются только на крайних профилях участка. Помимо этого тесная корреляционная связь в первичных ореолах устанавливается между золотом и серебром. Крупные контрастные аномалии серебра встречаются в центральной части месторождения, где содержания достигают своих максимальных значений и характеризуются наличием отчетливой пространственной корреляции с выделенными рудными зонами. На флангах месторождения серебро встречается лишь в отдельных пробах, что не согласуется с характером вторичного геохимического поля данного элемента.

В первичных ореолах месторождения Золотое отмечается поперечная зональность. С северо-востока на юго-запад (от рудной зоны 1 к рудной зоне 3) резко повышаются контрастность и площадь первичных ореолов.

По данным гидрогеологических работ установлено, что зона окисления на месторождении распространяется на глубину приблизительно 50 м. Этот факт был учтен при расчете парных коэффициентов корреляции. Для пород вне окисленной зоны характерна достаточно сильная корреляционная связь между золотом, серебром и мышьяком. Также наблюдается достаточно значимый коэффициент корреляции между золотом и железом. Наличие такой связи свидетельствует в первую очередь о рудной ассоциации, а именно нахождение золота в железосодержащих сульфидах: арсенопирит и т.д. Для коренных пород зоны окисления тесная корреляционная связь установлена между золотом, серебром, мышьяком, хотя связь мышьяка с золотом слабая. Это говорит о высвобождении мышьяка в процессе окисления арсенопирита. Связь золота и железа присутствует, но сила ее незначительна, что также связано с процессами окисления.

Во вторичных геохимических полях золотоносные зоны участка Золотой наиболее контрастно проявляются ореолами золота, мышьяка, в меньшей степени серебра, висмута, свинца, бора, вольфрама, цинка. В рыхлых отложениях овально вытянутое параллельно движению аномальное поле золота характеризуется высокой интенсивностью (свыше 1000 мг/т), в эпицентрах она достигает 1-2 г/т (в единичной пробе до 23 г/т), и тесной пространственной корреляцией с аномальным полем мышьяка. Геохимическое поле мышьяка

неоднородно, но охватывает всю площадь участка. Северная его часть характеризуется меньшей контрастностью, в то время как на юге площадь аномалии уменьшается при возрастании её контрастности. Аномальное поле мышьяка имеет овально вытянутую по простиранию пород форму, интенсивность его (до 0,04 %) на порядок превышает фоновые значения. Концентрации мышьяка в отдельных пробах достигают 0,1-0,2 %. Между золотом и мышьяком во вторичных ореолах рассеяния устанавливается стойкая корреляционная связь. Серебро после разрушения коренных пород приобретает достаточно высокую миграционную способность и выносится из рудной зоны. Вторичные ореолы серебра представлены в северной части участка слабыми аномалиями (0,1-0,15 г/т) небольшой площади и пространственно разобщены с аномальными полями золота.

Во вторичных ореолах стойкая корреляция устанавливается между золотом и мышьяком, что указывает на то, что мышьяк является основным элементом-индикатором для золота. Коэффициент корреляции серебра и золота отрицателен и незначителен. Серебро после разрушения коренных пород приобретает достаточно высокую миграционную способность и выносится из рудной зоны. Связь золота с железом также утрачивается.

Исследование биогеохимического поля месторождения показало, что помимо высоконтрастных аномалий мышьяка, объект характеризуется повышенными концентрациями калия, железа, титана, бора, кальция и ряда других элементов. Железо, будучи абсолютно непредставительным во вторичных и первичных ореолах, в биогеохимических ореолах образует достаточно сильные аномалии, интенсивность которых многократно превышает фоновые значения. Это в первую очередь связано с высвобождением этого элемента из нерастворимых сульфидов в процессе разрушения и окисления последних. Кроме того, устанавливается тесная корреляционная связь между мышьяком, железом, титаном, калием и рядом других элементов. Связь железа и мышьяка обусловлена наличием в рудной ассоциации арсенопирита, являющегося также минералом-спутником золота. Наличие титана связано с присутствием в исходных породах рутила и других титансодержащих минералов. Калий является индикатором зоны метасоматоза, к которой тяготеют рудные тела месторождения.

Для изучения характера формирования геохимических ореолов золота и установления форм его нахождения в зоне гипергенеза на месторождении Золотое проведен анализ большеобъемной пробы рыхлого материала, отобранной из эпицентра литогеохимической аномалии мышьяка.

При исследовании большеобъемной золотоносной пробы был использован комплекс методов для определения форм нахождения золота. По данным рентгенофазового анализа,

минеральный состав пробы простой. Отчетливо устанавливаются каолинит, мусковит, кварц и плагиоклаз [1].

Гранулометрический анализ хвостов и илов, полученных при отмучивании пробы, показал, что основная часть золота (до 1,27 г/т при среднем 0,93 г/т) тяготеет к фракции менее 0,04 (-0,04), составляющей 29 % от общего веса пробы. Нахождение золота в этой фракции может свидетельствовать о выносе золота из коренных пород путем инфильтрации солевых растворов и капиллярных вод, либо о привносе его грунтовыми водами.

Анализ распределения золота по фазовым формам в хвостах, именуемых в дальнейшем песками, а также в шламе (илах) крупностью -15 мкм, то есть материале, свободно переносимом водными потоками (золото в этом классе гравитационным методом не извлекается), свидетельствует о следующем. Основная часть золота как в песках, так и в илах связана с сульфидами. Эта фаза содержит около 50 % всего золота. Для песков характерно нахождение золота в карбонатной, органической и обменной фазах, в связи с аморфными оксидами железа и марганца, а также с кристаллическими оксидами. Обменные – самые мелкие подвижные формы золота, закрепленные на поверхности других минералов и легко растворимые водой, составляют около 30%, на остальные фазы приходится от 5 до 10%.

Для шлама нахождение золота в сульфидах составляет около 80%, оставшаяся часть концентрируется в органике и аморфных оксидах железа и марганца. Это говорит о его слабой растворимости. Однако, нахождение золота в песках в обменной форме в достаточном количестве может являться непосредственной причиной высокой интенсивности геохимических ореолов, т.к. эта фаза легко переходит в фазу аморфных оксидов, которая является одной из основных для поиска по вторичным ореолам рассеяния.

Исходя из вышесказанного, можно сделать вывод, что наличие на площади месторождения высококонтрастных ореолов золота на фоне сравнительно низких его содержаний в рудах является следствием нахождения золота в виде тонкодисперсной вкрапленности в пирите и арсенопирите. В процессе разрушения этих минералов происходит вынос золота из коренных пород и накопление его в нижней части разреза зоны гипергенеза в наименее растворимой фазе – сульфидах, что препятствует дальнейшему перераспределению золота. Однако в процессе эволюции ореолов золота, при движении вверх по разрезу, происходит перераспределение золота, связанного с сульфидами и металлами, и переход некоторой его части в фазу аморфных оксидов и органики, которые накапливаются в приповерхностных частях разреза, как наиболее подвижные формы, и являются одними из основных фаз при поисках по вторичным ореолам рассеяния. Проведенный анализ форм нахождения золота и изучение его поведения дает возможность в дальнейшем более на-

дежно осуществлять разбраковку геохимических аномалий, а именно: уделять большее внимание при оценке продуктивности рудных зон сочетанию ореолов золота с другими элементами-индикаторами (мышьяк, цинк и др.).

Говоря об индикаторных возможностях мышьяка и железа в биогеохимических полях месторождения, следует отметить, что на участках, характеризующихся мощной толщей четвертичных отложений, а также высокой степенью заболоченности территории, площадная биогеохимическая съемка дает высокоинформативный результат. Использование индикаторных возможностей, открываемых биогеохимическими исследованиями, будет особенно востребовано при поисках на закрытых территориях, а также для обнаружения слепых рудных тел.

Литература:

1. Исследование вещественного состава частных проб: Отчёт/ Институт цветных металлов и материаловедения СФУ; руководитель Брагин В.И. Красноярск, 2010, 28 с.
2. Поисковые и оценочные работы в пределах Нойбинской площади: Окончательный отчет/ ООО ЦГИ «Прогноз»; руководитель Шрайнер А.Д.; Межубовский В.В. и др. Красноярск, 2009, 186 с.

**Химический состав рудообразующих флюидов
Fe-F-REE карбонатитовых месторождений Центральной Тувы****Прокопьев И.Р., Боровиков А.А., Борисенко А.С.**
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, *prokopev_ilya@mail.ru*

Методами LA-ICP-MS, КР-спектроскопии, а также сканирующей электронной микроскопии исследован состав многофазных флюидных включений, присутствующих в кварце и флюорите руд Fe-F-REE карбонатитовых месторождений Карасугской и Улатай-Чезской групп (Тува). По данным изучения включений рудообразующие флюиды месторождений Карасугского и Улатай-Чезского рудных полей представлены высококонцентрированными (более 78 мас.%) водно-солевыми растворами-расплавами карбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Основными солевыми компонентами являются NaCl и KCl, второстепенными карбонаты и сульфаты Ca, Na, Fe, Sr и REE. Присутствие сульфатных (ангидрит и Fe-копиапит) дочерних фаз и преобладание в составе газовой фазы включений CO₂ и N₂ при отсутствии восстановленных газов свидетельствует об окисленном состоянии флюидов, принимавших участие в формировании карбонатитовых руд.

LA-ICP-MS technique, IR spectroscopy and the scanning electron microscopy have been used to analyze the chemical composition of multiphase fluid inclusions in quartz and fluorite from the Fe-F-REE carbonatite deposits of the Karasug and Ulatai-Chezsck group (Tuva). According to the inclusion study, ore-forming fluids of the Karasug and Ulatai-Chezsck ore fields were represented by highly concentrated (more than 78 wt. %) water-salt solutions-melts of carbonate-sulfate-chloride composition. The main salt components were NaCl and KCl with minor amounts of carbonates and sulphates of Ca, Na, Fe, Sr and REE. The presence of sulphate (anhydrite and Fe-copaipite) daughter phases and predominance of CO₂ and N₂ in the gas phase in the absence of reduced gases point to the oxidized state of fluids involved in the formation of carbonatite ores.

На территории Центральной Тувы выявлена группа однотипных карбонатитовых Fe-F-REE месторождений и рудопроявлений позднемезозойского возраста. Карбонатитовые тела расположены в пределах субмеридиональной зоны, пересекающей Куртушубинский офиолитовый пояс, Хемчикский синклиорий и Тувинский прогиб (рис. 1) [4], [5], [6]. Месторождения группируются в трех рудных узлах (с севера на юг): Чайлюхемском (Чайлюхемское рудопроявление), Карасугском (месторождение Карасуг и Чаахольское рудопроявление) и Улатай-Чезском (месторождение Улатай, Тээли-Оргудыдское, Северо-Чозское и Южно Чозское рудопроявления). Возраст карбонатитов составляет 118±9 млн. лет [8]. Они ассоциируются с интрузиями (штоками и дайками) габбро, габбро-долеритов, гранитов, граносиенитов, сиенит-порфиоров, диоритовых порфиритов и лампрофиров (керсантитов, спессартитов).

На месторождениях выделяют два типа карбонатитов – анкерит-кальцитовые и сидеритовые [5]. Fe-F-REE карбонатитовые руды представлены трубообразными телами, линзами, телами сложной формы и сложены сидеритом, баритом, флюоритом, анкеритом, кальцитом и более редкими гематитом, магнетитом, бастнезитом, паризитом, Ва-

целестином, апатитом, калиевым полевым шпатом, мусковитом, биотитом и редкими сульфидами. Руды имеют, как правило, брекчиевую текстуру, обусловленную наличием обломков вмещающих песчаников, сланцев, сиенит-порфиров, граносиенитов и других пород, что обусловлено неоднократным проявлением флюидно-эксплозивных процессов. С поверхности они сильно окислены с новообразованием железо-марганцевых окислов и гидроокислов – гетита, гидрогетита, гематита, пиролюзита, псиломелана и др.

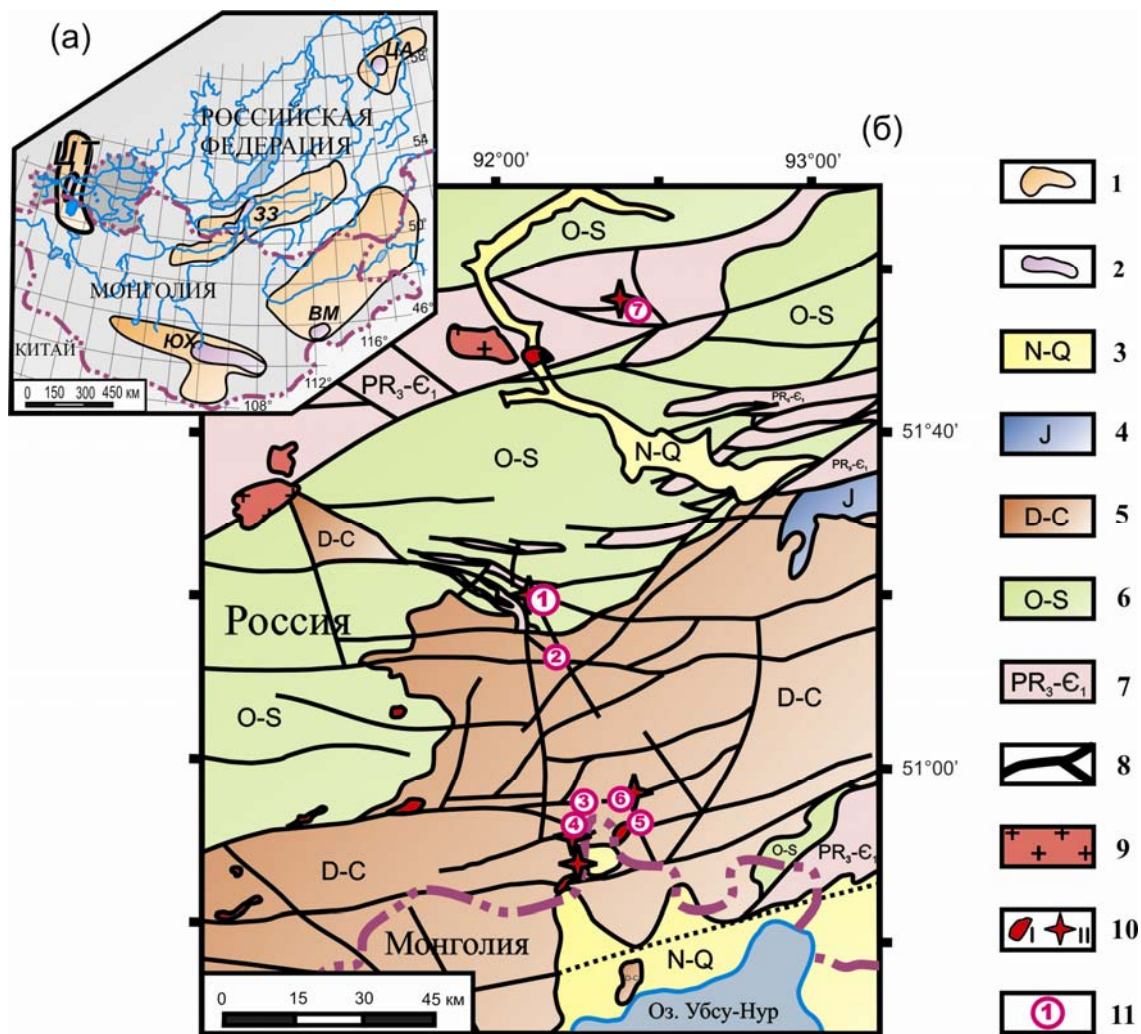


Рис. 1. Схема строения позднемезозойской карбонатитовой провинции Центральной Азии (а) и геологическая карта района распространения позднемезозойских карбонатитов и гранитоидных пород в Центральной Туве (б) [3]

1 – области позднемезозойского внутриплитного магматизма; 2 – ареалы позднемезозойского карбонатитового магматизма: ЦТ – Центрально-Тувинский, ЦА – Центрально-Алданский, ЗЗ – Западно-Забайкальский, ЮХ – Южно-Хангайский, ВМ – Восточно-Монгольский; 3 – рыхлые отложения (N-Q); 4 – сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли (J); 5 – эффузивно-осадочные образования Тувинского прогиба (D-C); 6 – Хемчикско-Сыстыгхемский прогиб: песчаники, алевролиты, гравелиты, известняки (в т.ч. Западно-Саянский блок: песчаники, аргиллиты, известняки) (O-S); 7 – сланцы, кварциты, метабазиты, известняки (PR₃-C₁); 8 – разломы; 9 – гранитоиды сюгхольского комплекса (D₁); 10 – базиты торгалыкского (D₃-C₁) и гранитоиды баянкольского (D₁) комплекса (I), в т.ч. вне масштаба карты (II); 11 – месторождения и рудопроявления Fe-F-REE карбонатитов: Карасугское (1), Чаахольское (2), Тээли-Оргудыдское (3), Улатайское (4), Южно-Чозское (5), Северо-Чозское (6), Чайлюхемское (7)

Изучение химического состава минералообразующих флюидов карбонатитов проводилось с использованием современных инструментальных методов анализа: 1) LA-ICP-MS (масс-спектрометр: «Finnigan ELEMENT2 and Agilent 7500s ICP-MS»); 2) КР-спектроскопии (спектрометры: «Raman alpha300 R» и «Ramanor U-1000»); 3) сканирующей электронной микроскопии (сканирующий электронный микроскоп «LEO 1430VP», снабженный полупроводниковым детектором «OXFORD» для микрозондового анализа). С помощью этих методов была проведена диагностика твердых минеральных фаз в многофазных флюидных включениях, определены состав газовой фазы, концентрации основных рудных элементов во включениях в кварце и флюорите руд Fe-F-REE карбонатитовых месторождений Карасуг, Улатай и Тээли-Оргудыдского рудопроявления.

Многофазные флюидные включения размером от 5-25 до 60 мкм присутствуют в хорошо образованных кристаллах бесцветного кварца или мориона и в кубических кристаллах флюорита, окрашенного в оттенки фиолетового и зеленого цвета, находящихся среди анкерит-кальцитовой или сидеритовой матрицы карбонатитовых руд. Включения, как правило, содержат крупный кубический кристалл галита, часто с фиолетовым оттенком и занимающий большую часть объема вакуоли, небольшой кристаллик сильвина, 3-4 анизотропные кристаллические фазы, а также мелкие кристаллы рудных фаз (по большей части гематита). В газовой фазе присутствует жидкая CO_2 , в растворе – ион HCO_3^- (рис. 2). Методом КР-спектроскопии среди твердых фаз многофазных включений установлены кальцит, анкилит, ангидрит, тенардит, феррикопиаптит, гейлюссит.

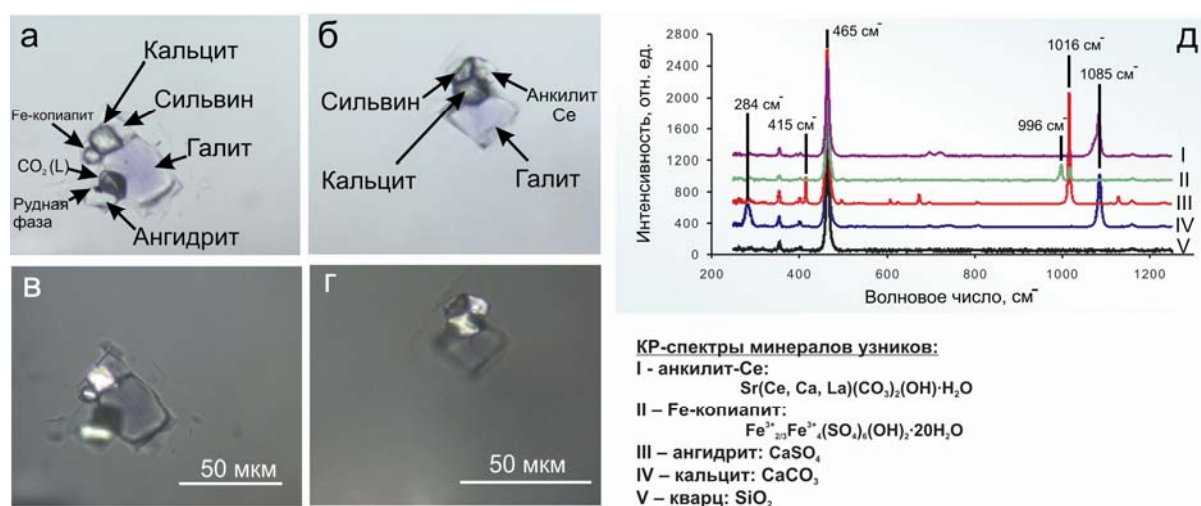


Рис. 2. Многофазные флюидные включения в кварце месторождения Карасуг (а, б), то же с анализатором (в, г), КР-спектры минералов узников (д): анкилит-Се (I), феррикопиаптит (II), ангидрит (III), кальцит (IV), кварц (V)

При помощи сканирующей электронной микроскопии во вскрытых вакуолях многофазных включений во флюорите диагностированы барит, кальцит, анкерит, Ва-целестин, галенит, карбонат Се, La и Nd (бастнезит). Все это свидетельствует о том, что рудообра-

зующие флюиды представляли собой высококонцентрированные расплавы-рассолы или рассолы карбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Такие флюиды являлись достаточно окисленными, на что указывает присутствие во включениях сульфатов трехвалентного железа (феррикопиапит) и гематита. Судя по наличию во включениях во флюорите и раннем кварце высоких концентраций углекислоты, можно предполагать, что минералообразующие расплавы отличались низкими значениями pH, однако во включениях в кварцах поздних генераций, по данным КР-спектроскопии, CO₂ либо отсутствует, либо в составе газовой фазы N₂ резко преобладает над CO₂ (N₂ – 86,7-72,6, CO₂ – 13,3-27,4 мол. %), а среди твердых фаз присутствуют водные карбонаты Na и Ca. Это может указывать на щелочной характер таких расплавов. Таким образом, вариации содержаний CO₂, карбонатов и сульфатов Na, Ca, Sr, Fe и REE определяют изменение кислотности-щелочности таких флюидов, что неизбежно сказывалось на их металлоносности.

Термобарические исследования Fe-F-REE карбонатитов [1], [2], [7], показали, что процесс их формирования протекал в три этапа:

1. Образование из высококонцентрированных расплавов-рассолов хлоридно-карбонатного (\pm CO₂) состава: при T – 700-400° C и P – 2,5-3,5 кб;
2. Кристаллизация из среднеконцентрированных растворов: концентрация солей в растворе - 40-50 мас%, T – 480-300° C и P – 1-2 кб;
3. Гидротермальная (кальцит-флюорит-целестиновая) стадия: концентрация растворов - 40-25 мас%, T – 290-140° C и P – ниже 1 кб.

Термометрический анализ исследуемых многофазных флюидных включений в кварце показал, что сильвин плавится при T 220-260°С и около 9/10 объемных частей галита растворяется при T 480-500°С, после чего происходит декрепитация включений. Эти данные позволяют отнести исследуемые флюидные включения к ранним стадиям высокотемпературного этапа процесса минералообразования карбонатитовых руд из высококонцентрированных расплавов-рассолов.

Анализ многофазных флюидных включений методом LA-ICP-MS выявил в них высокие концентрации Fe, Sr, Ba, Mn, Pb, Zn от n 0,1% до n 1%. В количествах от n 1 ppm до n 100 ppm установлено присутствие Cu, Mo, As, Sb, Hg, Bi, а также редкоземельных элементов (Y, Cs, La, Ce, Nd). Особенно следует отметить аномально высокие концентрации в таких флюидах петрогенных (Fe – 3,66-3,86 %, Mn – 0,13-1,1%, Ba – 0,7-0,8 % и Sr до 0,7 %), рудных (Zn – 1300-2300 ppm, Pb – 200-760 ppm и Hg до 50 ppm) и редкоземельных элементов (Ce – 70-130 ppm, La – 30-60 ppm и Nd – 30-50 ppm) (табл.).

Таким образом, по данным изучения включений рудообразующие флюиды месторождений Карасутского и Улатай-Чезского рудных полей были представлены высококонцен-

трированными (более 78 мас.%) водно-солевыми растворами-расплавами карбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Основными солевыми компонентами являются NaCl и KCl, второстепенными – карбонаты, сульфаты Fe, Ca, Na и редких земель. Присутствие сульфатных (ангидрит и Fe-копиапит) дочерних фаз и преобладание в составе газовой фазы включений CO₂ и N₂ при отсутствии восстановленных газов свидетельствует об окисленном состоянии флюидов, принимавших участие в формировании карбонатитовых руд.

Таблица

Содержания элементов в составе многофазных флюидных включений в кварце месторождения Карасуг по данным LA-ICP-MS

	Концентрация (ppm)		Концентрация (ppm)
Na	181000*	La	60-30
K	156000-140000*	Nd	50-30
Fe	36600-38600	Y	7-3
Mn	11000-1300	Hg	50-0,0
Ca	3200-140	Sb	0,4-0,3
Zn	2300-1300	As	1-0,1
Pb	760-200	Bi	15-0,5
Cu	30-7	Cs	0,5-0,0
Ba	8000-7000	Mo	8-1
Sr	6970-2800	W	0,3-0,1
Rb	12-0,7	Ag	0,04
Ce	130-70		

* – по данным термометрических исследований

Литература:

1. Бредихина С.А., Мельгунов С.В. О физико-химических параметрах образования флюорита из флюорит-барит-железорудного оруденения Тувинской АССР // Геология и геофизика. 1989. №10. С. 61-68.
2. Кандинов М.Н., Харламов Е.С. Физико-химические условия образования флюорита из галоиднощелочных расплавов // Теория и практика термобарогеохимии. М: Наука, 1978. С. 136-139.
3. Лебедев В.И., Черезова О.С., Монгуш А.А., Каминский Ю.Д., Мамаш Е.А., Заика В.В., Ойдуп Т.М. Информационный отчет о научно-исследовательской деятельности ТувИКОПР СО РАН за 2007 г. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2007. 76 с.
4. Митропольский А.С., Мельгунов С.В., Кулик Н.А. Урановая минерализация в первичных рудах Карасугского комплексного месторождения // Геология и геохимия урановых месторождений Сибири. Сборник научных трудов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. Вып. 3. С.5-36.
5. Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 4. С. 360-382.
6. Онтюев Д.О. Геология комплексных редкоземельных месторождений. М: Недра, 1984. 190 с.
7. Онтюев Д.О., Кандинов М.Н. Связь геологических и термобарических условий формирования фтор-железо-редкоземельных месторождений // Термобарогеохимия и рудоγένез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1980. С. 41-51.
8. Сугоракова А.М., Лебедев В.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В. Геохронология внутриплитного магматизма Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и определенных регионов Центральной Азии. Кызыл: Науч. тр. ТувИКОПР СО РАН. 2004. С. 50-53.

**Формы нахождения элементов-индикаторов оруденения в потоках рассеяния
Дукатского Au-Ag месторождения (Северо-Восток России)**

Тарасова Ю.И., Кравцова Р.Г.
ИГХ СО РАН, julia-rogozina@rambler.ru

Методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа изучены формы нахождения (ФН) элементов-индикаторов оруденения в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния (ЛПР) Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России). Проведено сравнение состава гипергенных образований ЛПР с составом первичных руд. Установлено, что минеральный и элементный состав образцов, отобранных из рыхлых отложений водотоков, дренирующих месторождение, в достаточной степени идентифицируются с вещественным составом руд. Показано, что ФН элементов-индикаторов оруденения в ЛПР являются не только показателями рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий, но и одним из критериев оценки уровня эрозионного среза рудных зон и участков.

Were studied forms occurrence (FO) of elements-indicators of mineralization in loose precipitation of lithochemical sediment streams (LSS) of the gold-silver Dukat deposit by technique of X-ray microanalysis. Comparison of structure of hypergenic formations of LSS with structure of primary ores is spent. It is established, that modes occurrence of elements-indicators in loose sediments are closely connected with features of composition of primary ores. It is shown, that FO of elements-indicators of mineralization in LSS are not only indicators ore-formation types of the revealed anomalies, but also one of criteria of an estimation of level of an erosional section of ore zones and areas.

При изучении рудоносности территорий общепринятым является метод поисков по литохимическим потокам рассеяния (ЛПР). Для территории Северо-Востока России, где формирование аллювиальных отложений водотоков происходит в условиях криолитогенеза, характерно то, что ряд выявленных традиционными методами аномальных геохимических полей (АГХП), связанных с непромышленной рудной минерализацией, по составу и контрастности мало отличим от АГХП, связанных с Au-Ag рудами. Опыт изучения руд и эндогенных АГХП Au-Ag месторождений Северо-Востока России показал, что к дополнительным критериям оценки аномалий можно отнести формы нахождения (ФН) элементов-индикаторов оруденения [2, 5, 6, 9]. В отношении аномалий, выявленных по ЛПР, такая работа была проведена впервые на примере рыхлых отложений водотоков Дукатского Au-Ag месторождения [3, 4].

Месторождение Дукат является одним из крупнейших в мире. Основные черты геологического строения месторождения, вещественный и элементный состав руд, вмещающих пород и АГХП (аномалий) рассмотрены в [1, 6, 7 и др.]. Руды представлены несколькими типами: Ag – кварц-пирролюзитовые, кварц-родонитовые жилы (верхне-среднерудные горизонты); Au-Ag – кварц-родонит-полевошпатовые, кварц-полевошпат-сульфидные (среднерудные); Ag-Pb – кварц-родонит-хлорит-сульфидные и Sn-Ag – кварц-хлорит-сульфидные (нижнерудные). На подрудных интервалах проявлена непромышлен-

ная полисульфидная Sn-Ag минерализация.

Самыми распространенными рудными минералами являются галенит и сфалерит, реже встречаются пирит, халькопирит, магнетит и блеклые руды. К числу важнейших минералов Ag относятся аргентит-акантит, самородное Ag, кюстелит и пираргирит. Часто встречается штернбергит, реже прустит, полибазит, стефанит. Au представлено тонкодисперсной и мелкой самородной формой, в основном электрум. В окисленных рудах широким развитием пользуются оксиды и гидроксиды Fe и Mn.

Для изучения ФН элементов-индикаторов оруденения (Au, Ag, Sb, As, Cu, Zn, Pb, Mn, Fe) в ЛПР был проведен отбор проб аллювия из водотоков, дренирующих водораздел с промышленными жилами и зонами месторождения. Более подробная характеристика объекта исследования и методика отбора минералого-геохимических проб даны в [3, 4].

С помощью рудного микроскопа были определены самые распространенные в аллювии минеральные образования. Наибольшее количество рудных минералов было обнаружено во фракции -0,25 мм. В основном это оксиды и гидроксиды Fe и Mn, а также их переходные разновидности. Эти минералы очень разнообразны по степени окисления и по форме выделения. Большая часть из них находится в сростках с кварц-полевошпатовой составляющей аллювия. Реже из вторичных минералов встречаются англезит, церуссит, халькозин, ковеллин, ярозит. Из первичных минералов хорошо диагностируются в разной степени окисленный магнетит, реже – галенит. Самостоятельные зерна галенита встречаются либо в оторочке церуссита-англезита, либо в реликтовой форме. Обломки других сульфидов редки, это пирит, сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, халькопирит. Встречены несколько золотинок размером $< 0,02$ мм в оторочке минералов Ag и одна золотинок округлой формы размером $\sim 0,05$ мм. Из минералов Ag часто отмечаются разрушенные зерна аргентита-акантита, реже пираргирита и штернбергита.

Дальнейшее изучение ФН элементов-индикаторов оруденения в ЛПР проводилось методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа на приборах Superprobe-733 и JXA-8200 (JEOL Ltd, Токуо, Япон) по специально разработанной методике [8]. Установлено, что минеральный и элементный состав образцов, отобранных из аллювиальных отложений водотоков, в достаточной степени идентифицируются с минеральным составом первичных руд. В рыхлых отложениях ЛПР так же, как на месторождении, различаются участки с хорошо сохранившимися, близкими к первичным минералами, такими как сульфиды и сульфосоли Ag, самородное Ag, электрум, самородная Cu и ее интерметаллические соединения, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, магнетит. Широким развитием так же, как в зонах окисления месторождения, пользуются гипергенные минералы – оксиды и гидроксиды Fe и Mn.

Среди рудных минералов преобладают в разной степени корродированные аргентит-акантит, штернбергит, самородное Ag (рис 1 а). Распространены микровключения аргентита в магнетите (рис. 1 б, табл. 1). Минералы Ag включают в себя зерна пирита, сфалерита и халькопирита (рис. 1 в, г, д, табл. 1). Из сульфосолей Ag отмечен только пираргирит (рис. 1 е, табл. 1). Отмечены выделения Ag при разложении Ag-содержащих полиметаллов и халькопирита, о чем свидетельствует форма выделений в виде каплевидной оторочки вокруг зерен сульфидов. Так, оторочка вокруг зерна халькопирита состоит, в основном, из смеси мелких каплевидных зерен самородного Ag и штернбергита (рис. 1 ж, табл. 1). Интерметаллические соединения Ag с Au представлены низкопробным электрумом (рис. 1 з).

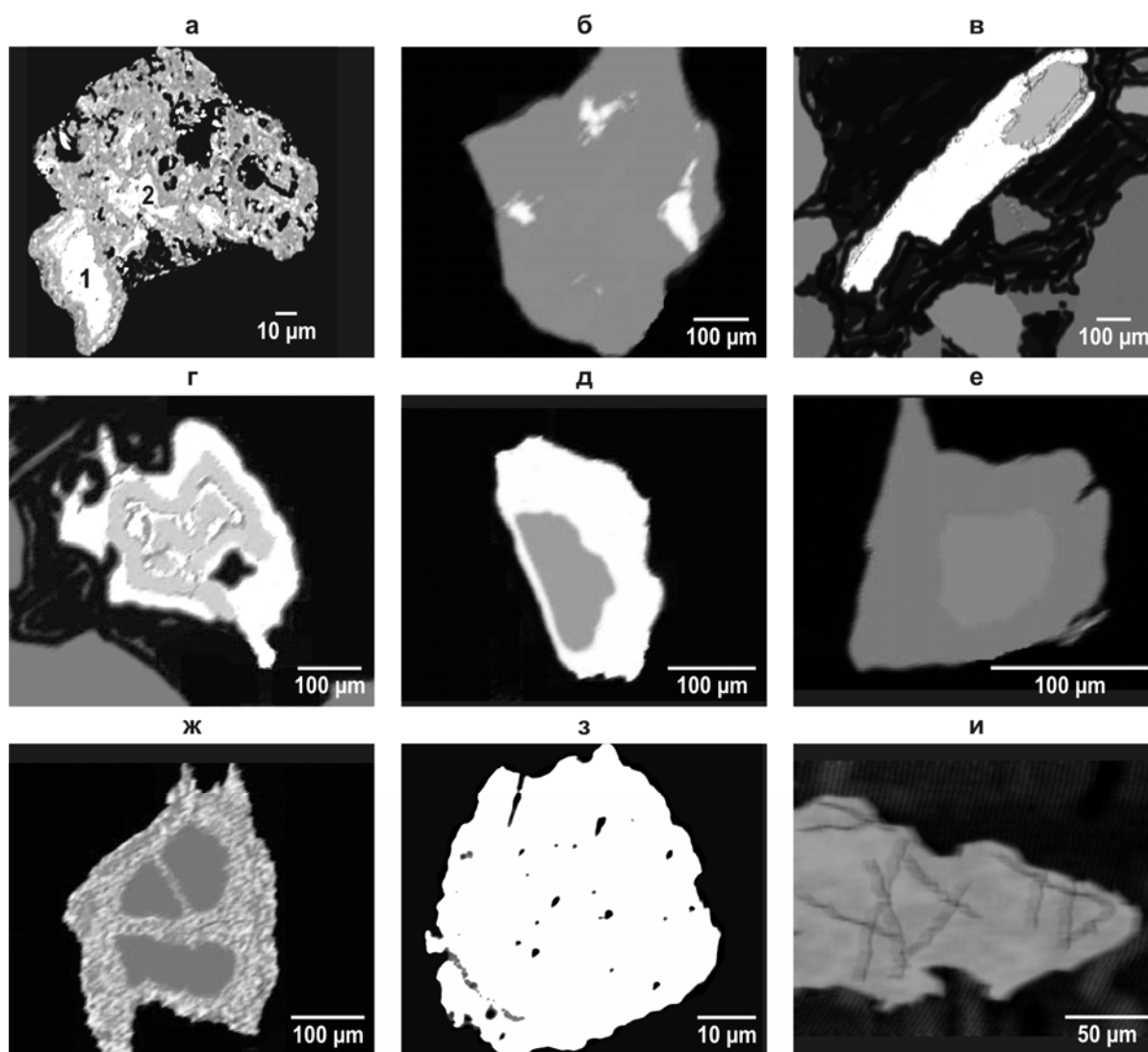


Рис. 1. Рудные минералы в ЛПР Дукатского Au-Ag месторождения:

а – сросток кристалла аргентита (1) и разрушенного зерна штернбергита (2), б – включения аргентита (белое) в зерне магнетита (серое), в – аргентит (белое) с включением пирита (серое), г – сростание аргентита (белое) с пиритом (серое), д – включение сфалерита (серое) в аргентите (белое), е – сростание пираргирита (светло-серое в центре) и аргентита (серое), ж – халькопирит (серое) в оторочке каплевидных зерен штернбергита и самородного Ag, з – мелкое самородное Au (электрум, проба 320-410), и – интерметаллическое соединения Cu с Fe и Pb. Изображение минералов дано в обратно рассеянных электронах.

Состав рудных минералов в ЛПР Дукатского Au-Ag месторождения (масс. %).

Обр.	n	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	S	Σ	Минералы
Рис. 1 (б)	1	0.68	<0.06	<0.04	76.82	<0.14	22.78	100.28	Ag_2S
Фото 6 (в)	2	<0.03	<0.06	<0.04	62.56	<0.14	37.37	99.93	Смесь фаз, $Ag_2S \cdot S$?
	3	<0.03	<0.06	<0.04	61.84	<0.14	37.78	99.62	
	4	<0.03	<0.06	<0.04	85.14	<0.14	12.37	97.51	Ag_2S
	5	<0.03	<0.06	<0.04	85.56	<0.14	10.74	96.30	FeS_2
	6	46.33	0.19	<0.04	<0.02	<0.14	53.37	100.04	
	7	46.51	<0.06	<0.04	<0.02	<0.14	53.12	99.85	
Фото 6 (г)	8	45.71	0.57	<0.04	<0.02	<0.14	53.10	99.38	FeS_2
	9	<0.03	<0.06	<0.04	77.02	<0.14	22.01	99.04	Ag_2S
	10	<0.03	<0.06	<0.04	76.90	<0.14	21.85	98.75	
Обр.	n	Fe	Cu	Zn	Ag	Sb	S	Σ	Минералы
Фото 6 (д)	11	0.35	<0.06	<0.04	77.06	<0.14	22.75	100.16	Ag_2S
	12	0.47	<0.06	<0.04	77.77	<0.14	21.78	100.02	
	13	2.41	<0.06	65.46	<0.02	<0.14	32.12	99.99	ZnS
	14	0.24	<0.06	<0.04	77.18	<0.14	21.62	99.04	Ag_2S
Фото 6 (е)	19	0.25	<0.06	<0.04	74.06	3.20	22.75	100.26	Ag_2S
	20	0.31	<0.06	<0.04	72.43	5.01	21.97	99.72	
	21	<0.03	<0.06	<0.04	63.76	17.89	16.93	98.58	Ag_3SbS_3
	22	<0.03	<0.06	<0.04	61.33	20.96	16.48	98.77	
	23	<0.03	<0.06	<0.04	63.67	18.45	17.49	99.61	
	24	<0.03	<0.06	<0.04	77.02	<0.14	22.01	99.04	
25	<0.03	<0.06	<0.04	76.90	<0.14	21.85	98.75	Ag_2S	
Фото 6 (ж)	15	24.66	0.37	<0.04	49.72	<0.14	24.38	99.13	Смесь фаз, $AgFe_2S_3 \cdot Ag$
	16	24.08	1.46	<0.04	49.25	<0.14	24.84	99.63	
	17	29.57	34.69	<0.04	<0.02	<0.14	34.84	99.10	$CuFeS_2$
	18	29.76	34.59	<0.04	<0.02	<0.14	34.91	99.26	

Примечание. n – точки замера, Ag_2S – аргентит, $AgFe_2S_3$ – штернбергит, Ag_3SbS_3 – пираргирит, Ag – самородное Ag, FeS_2 – пирит, ZnS – сфалерит, $CuFeS_2$ – халькопирит, S – предположительно самородная S. Замеры выполнены на микроанализаторе JCSA-733 (JEOL Ltd, Tokyo, Japan).

Кроме электрума установлена микропримесная форма Au. Высокие концентрации невидимого Au были обнаружены в гидрооксидах Fe, разрушенных зернах пирита, халькопирита, штернбергита и акантита (табл. 2). Полученные данные указывают на существование как минимум коллоиднодисперсной и так называемой «связанной» с сульфидами (сорбционной? структурной?) формы Au [3].

В рыхлых отложениях ЛПР кроме частично сохранившегося халькопирита (в первичных рудах этот минерал характерен для среднерудных горизонтов месторождения), установлены самородная Cu и ее интерметаллические соединения со Pb и Fe (рис. 1, и). Подобные соединения были найдены и в первичных рудах [10]. Кроме того, в аллювии нами были установлены реликты полностью разрушенных Cu-содержащих минералов (табл. 2).

Одним из важнейших типоморфных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения является as. На площади Дукатского месторождения as образует широкие контрастные ЛПР (содержания до 1000 г/т и более) [6]. При этом собственно минеральных форм as установить не удалось. На одном участке окисленного кварц-полевошпатового агрегата было отмечено присутствие примеси as в ассоциации с Fe (полностью разрушенный высоко-

мышьяковистый пирит?). Отсутствие собственных ФН As в ЛПР, несмотря на значительное количество его в рудах (прустит, As-содержащие сульфиды) и АГХП, можно объяснить неустойчивостью соединений As, переходящих в гипергенных условиях в легко подвижные водорастворимые формы.

Таблица 2

Элементный состав минералов в ЛПР, содержащих Au, масс. %.
Дукатское Au-Ag месторождение

Точки замера	S	Fe	Mn	Cu	Pb	Zn	As	Ag	Sb	Au
1	<0.09	64.80	0.12	0.25	3.16	0.74	<0.13	<0.10	<0.14	0.52
2	0.30	60.88	<0.08	<0.11	0.27	2.14	<0.13	<0.10	<0.14	0.28
3	0.14	61.11	<0.08	0.42	1.47	1.24	0.18	0.15	1.38	0.24
4	0.16	60.79	<0.08	0.28	1.54	0.69	0.19	<0.10	1.17	0.23
5	<0.09	31.11	0.14	0.16	2.57	0.11	0.55	0.28	0.22	0.91
6	24.48	42.72	<0.08	<0.11	<0.16	<0.07	<0.13	<0.10	<0.14	0.41
7	5.51	20.36	<0.08	0.64	17.25	0.51	<0.13	<0.10	0.21	0.37
8	5.00	16.76	<0.08	6.12	21.44	0.08	<0.13	<0.10	<0.14	0.30
9	5.11	17.51	<0.08	0.15	42.07	2.93	3.17	0.16	<0.14	0.25
10	34.99	30.34	<0.08	32.79	0.61	0.16	<0.13	1.37	<0.14	<0.17
11	9.64	55.38	<0.08	0.75	0.51	<0.07	<0.13	28.98	<0.14	0.70
12	4.26	20.04	<0.08	0.27	<0.16	0.47	<0.13	36.61	<0.14	0.36
13	12.86	0.63	<0.08	0.11	1.51	0.12	<0.13	79.83	<0.14	0.39
14	14.04	0.26	<0.08	<0.11	<0.16	<0.07	<0.13	80.27	<0.14	0.34
15	8.98	0.26	<0.08	0.79	<0.16	<0.07	<0.13	70.82	<0.14	0.32
16	8.26	5.54	<0.08	0.12	0.45	<0.07	<0.13	67.63	<0.14	0.34
17	8.36	4.73	<0.08	0.11	<0.16	<0.07	<0.13	62.20	<0.14	0.58
18	12.02	8.89	<0.08	<0.11	<0.16	<0.07	0.25	65.38	0.97	0.55

Примечание. 1-5 – гидроксиды Fe и Mn; 6-9 – пирит, в разной степени окисленный и корродированный; 10 – халькопирит, сохранившееся зерно; 11 – штернбергит, сохранившееся зерно; 12 – штернбергит, интенсивно корродированное зерно; 13-14 – аргентит-акантит, сохранившиеся зерна; 15-18 – акантит, корродированные зерна

Подтверждается, что ФН элементов-индикаторов оруденения (Au, Ag, Sb, As, Cu, Zn, Pb, Mn, Fe) в рыхлых отложениях ЛПР теснейшим образом связаны с особенностями состава первичных руд. Их ФН (минеральные и неминеральные) в образцах, отобранных из рыхлых отложений водотоков, дренирующих рудные жилы и зоны, по крайней мере, в головной части потока, в достаточной степени идентифицируются с первичными рудами. Установлено, что водотоки, дренирующие центральную часть Дукатского Au-Ag месторождения, вскрывают в основном его верхне- и среднерудные горизонты. Таким образом, в практическом отношении, ФН элементов-индикаторов оруденения в ЛПР являются не только основными показателями рудно-формационной принадлежности выявленных аномалий, но и одним из признаков оценки уровня эрозионного среза рудных зон и участков. Этот критерий может успешно применяться на всех стадиях геохимического изучения Au-Ag площадей, начиная с прогнозной оценки, до более детальных работ на конкретных, хорошо изученных территориях.

Литература:

1. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 203 с.
2. Кравцова Р.Г., Андрулайтис Л.Д. Формы нахождения золота, серебра, ртути и особенности их распределения в рудах и эндогенных ореолах золото-серебряных месторождений // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 2. С. 438-441.
3. Кравцова Р.Г., Павлова Л.А., Rogozina (Тарасова) Ю.И., Макишаков А.С. Первые данные по формам нахождения золота в литохимических потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 1. С. 96-106.
4. Кравцова Р.Г., Павлова Л.А., Rogozina (Тарасова) Ю.И. Формы нахождения серебра в рыхлых отложениях потоков рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // Геохимия. 2010. № 7. С. 779-784.
5. Кравцова Р.Г., Соломонова Л.А. Золото в пиритах руд и метасоматитов золото-серебряных месторождений вулканогенных полей Северного Приохотья // Геохимия. 1984. № 12. С. 1867-1872.
6. Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: академическое издательство «Гео», 2010. 292 с.
7. Наталенко В.Е., Калинин А.И., Раевская И.С., Толстихин Ю.В., Халхалов Ю.А., Бельков Е.В. Геологическое строение Дукатского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Магадан кн. изд-во, 1980. С. 61-73.
8. Павлова Л.А., Кравцова Р.Г. Определение форм нахождения серебра в литохимических потоках рассеяния методом РСМА // Методы и объекты химического анализа. 2006. Т. 1. № 2. С. 132-141.
9. Таусон В.Л., Кравцова Р.Г. Оценка структурной составляющей примеси золота в пиритах эпитермальных золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Записки РМО. 2002. Ч. 131. Вып. 4. С. 1-11.
10. Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В. Особенности рассеянной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) // Записки РМО. 2006. Ч. СXXXV. № 5. С. 12-34.

**Состав расплавных и флюидных включений в шпинели
из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка)**

Тимина Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А.
ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия, *timina@uiggm.nsc.ru*

Основная цель данного исследования – выявить последовательность и степень интенсивности процессов преобразования первичных перидотитов надсубдукционного клина под Авачинским вулканом (Камчатка). Исследования базировались на изучении расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов гарцбургитов, подвергшихся преобразованиям в разной степени.

На основе вариаций химического состава и наличия различных типов включений выделено три генерации шпинели. Преобразование первичных гарцбургитов происходило в две стадии: 1) Интенсивная метасоматическая переработка при активной роли высококонцентрированных преимущественно карбонатно-водно-хлоридных флюидов. 2) Частичное или полное плавление метасоматизированных гарцбургитов с образованием из расплава шпинели и других минералов.

The main goal of this paper is a reconstruction of different transformation stages for primary peridotites. The research is based on the study of melt and fluid inclusions in spinel of various harzburgite xenoliths from the Avacha volcano (Kamchatka, Russia).

Three type of spinel were subdivided according to chemical features and phase composition of spinel-hosted inclusions. Two main stages can be distinguished in the observed sequence of changes of mineral phases during the transformation of xenoliths of “primary” harzburgites: 1) The intensive metasomatic treatment with the active role of high-concentrated carbonate-water-chloride fluids. 2) Partial or complete melting of metasomatized harzburgites with the formation of silicate melts from which the newly formed spinel and other minerals.

В последние годы исследования по Авачинской группе вулканов, в основном, были посвящены минералого-геохимическому изучению ксенолитов ультраосновных пород в вулканитах [2, 4-6] либо самих вулканитов – «авачитов» (высокомагнезиальных базальтов) [3]. Слабоизученными остаются вопросы преобразования ксенолитов исходных ультраосновных пород надсубдукционного литосферного клина. Основной задачей данной работы является термобарогеохимическое изучение ксенолитов ультрамафитов с целью выявления последовательности и степени интенсивности процессов преобразования первичных перидотитов под воздействием мантийных флюидов.

Авачинский вулкан является одним из наиболее активных стратовулканов и расположен в южной части Восточного вулканического пояса, в 30 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского. Вулканическая активность началась еще в плейстоцене и продолжается до настоящего времени [1]. Вулканические породы представлены высокомагнезиальными базальтами, андезибазальтами и андезитами, содержащими ксенолиты ультраосновных пород, среди которых преобладают шпинелевые гарцбургиты при подчинённой роли лерцолитов, верлитов, вебстеритов, клинопироксенитов [2]. Практически во всех породах присутствует шпинель в качестве «сквозного» минерала, поэтому на основе изменения ее

химического состава и фазового состава включений можно проследить этапы преобразования ультрамафитов.

«Первичные» перидотиты сложены мелкозернистым оливином, ортопироксеном и аксессуарной шпинелью. Оливин не содержит включений кроме мелких кристаллитов шпинели и характеризуется высокой магнезиальностью ($Mg\# - 0.89-0.92$) и высокими содержаниями NiO (0.35-0.37 мас.%).

Нами было выделено несколько групп (генераций) шпинели.

«Первичная шпинель» присутствует в виде кристаллитов размером до 5-10 мкм в зернах оливина гарцбургитов. Она имеет наиболее высокую магнезиальность ($Mg\# - 0,69-0,71$), характеризуется высоким содержанием Al_2O_3 и NiO – 26,2-27,1 и 0,26 мас.%, соответственно, и относительно низким содержанием $Cr_2O_3 - 37,5-38,5$ мас.% (таблица). В шпинели этого типа включения не установлены.

Таблица

Химический состав (мас.%) шпинели и стекол первичных расплавных включений из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана

	Шп первичная	Шп первичная	Шп перекристал.	Шп перекристал.	Шп магматич.	Шп магматич.	Вкл. *	Вкл. *	Вкл. **
SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	63.92	61.95	51.42
TiO ₂	0.03	0.03	0.06	0.04	0.05	0.03	0.10	0.10	0.41
Al ₂ O ₃	27.07	26.18	18.90	18.10	13.06	14.97	15.25	18.71	15.80
Cr ₂ O ₃	37.53	38.55	47.24	45.39	55.41	51.95	0.73	0.90	1.22
FeO	18.07	18.22	19.47	22.26	17.86	19.33	0.47	0.72	1.62
MgO	15.83	15.34	13.62	12.93	12.62	12.83	0.10	0.15	3.86
MnO	0.13	0.12	0.25	0.17	0.05	0.24	0.01	0.05	н.о.
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	3.44	4.35	8.60
NiO	0.25	0.26	0.15	0.20	0.08	0.12	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.30	2.13	9.71
K ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.34	0.59	0.34
SO ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.03	0.05	н.о.
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.07	0.04
Сумма	98.92	98.72	99.71	99.09	99.67	99.47	87.70	89.77	93.37

Примечание: н.о. – не определялось; Вкл.* - стекла непрогретых включений в шпинели, Вкл.** - стекла прогретых включений в шпинели

Шпинель второй группы (перекристаллизованная шпинель) характеризуется пониженными величинами магнезиальности ($Mg\# - 0,64-0,61$) и содержания Al_2O_3 (18-19 мас.%) и более высокими содержаниями Cr_2O_3 (45,4-47,2 мас.%) по сравнению с «первичной» шпинелью. Эта шпинель встречается в виде крупных зерен, в которых присутствуют кристалло-флюидные включения.

Фазовый состав таких включений – высококонцентрированная карбонатно-водно-солевая флюидная часть + кристаллические фазы, представленные оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, амфиболом, кальцитом, альбитом, кварцем, ангидритом (рис. 1, а, б).

Шпинель третьей группы (магматическая шпинель) характеризуется наиболее высокими концентрациями Cr_2O_3 (46.2-55.4 мас.%) и наименьшими концентрациями Al_2O_3 (13.6-19.2 мас.%) и встречается в виде крупных ксеноморфных зерен, содержащих первичные расплавные и флюидные включения. Нами было выделено несколько типов расплавных включений: а) первичные аномальные расплавные включения, в которых большую часть объема занимает флюидная фаза, а вокруг нее наблюдаются небольшие каймы стекла. Размер включений в среднем составляет от 20 до 100 мкм. Внутри флюидной фазы были диагностированы кальцит, анортит, альбит, кварц, флюорит, Cl-содержащие фазы, ангидрит (рис. 1, с, f, g); б) нормальные расплавные включения с фазами газ, стекло, дочерний амфибол и изредка сульфид (рис. 1, d, e); в) первичные комбинированные расплавные включения, их фазовый состав – флюидная часть + стекло + кристаллы-узники (орто- и клинопироксен, амфибол). В составе флюидной части также были выявлены кварц и кальцит (рис. 1, h).

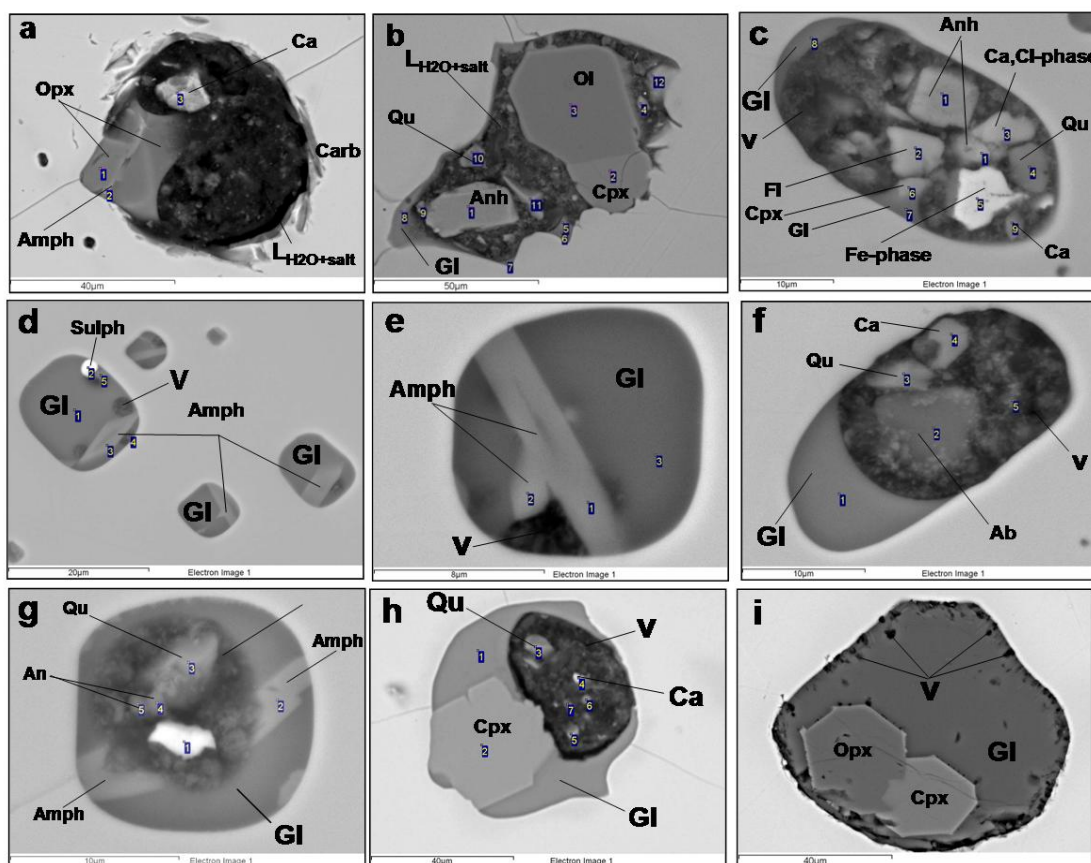


Рис.1. Фазовый состав первичных кристалло-флюидных и расплавных включений в шпинели из ксенолитов гарцбургитов Авачинского вулкана

а-с – первичные кристалло-флюидные включения; d, e – первичные нормальные расплавные включения; f, g – первичные аномальные расплавные включения; h, i – первичные комбинированные включения. $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}+\text{salt}}$ – водно-солевое флюидное обособление; V – газ; Gl – стекло; Opx – ортопироксен; Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; Amph – амфибол; Ca – кальцит; Anh – ангидрит; Qu – кварц; Ab – альбит, An – анортит, FI – флюорит. Фото сделано в обратных электронах

Из нескольких фракций дробленых ксенолитов (>0,5 мм, 0,5-0,25 мм, 0,25-0,15 мм) были отобраны чистые зерна шпинели, содержащие первичные расплавные включения. Затем эти зерна помещались в графитовый стаканчик, нагревались в автоклаве до температуры 1000-1100°C (предполагаемый интервал температур гомогенизации включений), выдерживались при данных температурах в течение 1 часа в каждом эксперименте и резко закаливались. В расплавных включениях, прогретых при 1000°C, наблюдались реликты дочернего амфибола. Фазовый состав расплавных включений, прогретых при 1050°C – газ + стекло. В шпинели с расплавными включениями, прогретой при 1100°C, зафиксированы структуры распада. Т.о., согласно термометрическим данным, мы предполагаем, что кристаллизация шпинели и захват расплавных включений происходили при температурах около 1050°C.

В результате метасоматической проработки первичных перидотитов флюидами, обогащенными Si, Al, Ca, Na и водой, появляются зоны локальной перекристаллизации. В этих зонах в интерстициях между зернами оливина начинается перекристаллизация шпинели, происходит укрупнение оливина и появление новообразованного ортопироксена. Между зернами ортопироксена возникают «пустоты», в которых появляются клинопироксен и амфибол. В процессе перекристаллизации шпинель укрупняется, происходит захват кристалло-флюидных включений. По мере возрастания степени интенсивности метасоматоза между зернами ортопироксена образуются зоны локального плавления метасоматизированного субстрата. Это отражается в появлении на границах зерен ортопироксена и шпинели интерстиционных стекол, а также узких кайм стекла вокруг флюидной составляющей первичных аномальных включений в шпинели (рис. 1 с, f). На этапе интенсивного метасоматоза перидотитов в условиях декомпрессии началось активное плавление с последующим образованием из расплава шпинели и других минералов, содержащих расплавные включения.

Основываясь на полученных данных, можно сделать выводы, что преобразование первичных гарцбургитов происходило в две стадии:

1. Интенсивная метасоматическая переработка при активной роли высококонцентрированных преимущественно карбонатно-водно-хлоридных флюидов.
2. Частичное или полное плавление метасоматизированных гарцбургитов с образованием из расплава шпинели и других минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИГМ СО РАН (ВМТК, грант №.11).

Литература:

1. Действующие вулканы Камчатки. в 2т. под ред. Федотова С.А., Масуренкова Ю.П.. М.. Наука. 1991. т.1. 302 с.
2. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканыты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 220 с.
3. Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Матвеев С.В., Осипенко А.Б., Миронов Н.Л. Петрология «авачитов» - высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка): I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология. 2005. т. 13. № 2. С.115-138.
4. Ionov D.A. Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // J. Petrol. 2010. v..51. №. 1&2 P. 327-361.
5. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M. Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // J. Petrol. 2007. 48(2). P. 395-433.
6. Ishimaru S., Arai S. Highly silicic glasses in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka arc; implications for melting and metasomatism within the sub-arc mantle // Lithos. 2009. V. 107. № 1-2. P. 93-106.

Распределение золота и сопутствующих элементов во вторичных ореолах рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Кабардино-Балкарская республика)**Холод Ю.В.**ЮИЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, *holod_yura@rambler.ru*

Изучены геохимические аномалии Au, As, Ag, Mo, W, Li, Ba во вторичных ореолах рассеяния Малка-Муштинского рудного узла. Определены их статистические характеристики. При помощи ГИС-методов построены карты распределения перечисленных элементов. Определены закономерности распределения этих элементов относительно основных геологических комплексов и рудопроявлений.

The geochemical anomalies of Au, As, Ag, Mo, W, Li, Ba in the secondary halos of scattering of the Malka-Musht ore node has been studied. Their statistical characteristics are determined. The maps of distribution of enumerated elements are constructed by the aid of GIS-methods. The regularities of distribution of these elements relatively to main geological complexes and ore manifestations are determined.

В региональном плане рудный узел располагается в пределах Карачаево-Черкесского горст-антиклинория, являющегося составной частью Скифской плиты, и представляет собой площадь с сохранившимся от эрозии герцинским эвгеосинклинальным комплексом, слагающим здесь Хасаутскую впадину на севере и Бечасынское антиклинальное поднятие на юге [3]. На этой площади выделяются два типа ландшафтов: субальпийских лугов и лесных массивов.

В ходе геолого-поисковых работ на золото в пределах Малка-Муштинского рудного узла при непосредственном участии автора проведена геохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния [1]. Пробы анализировались на золото и другие рудные элементы. Всего проанализировано 9227 проб на золото и сопутствующие элементы.

Выявление геохимических аномалий (рис. 1) осуществлялось при помощи современных ГИС-методов. В сформированную базу данных введены концентрации элементов в весовых процентах и координаты точек отбора проб. С помощью программного пакета Statistica установлен логарифмически нормальный закон распределения, при котором статистические операции следует производить не с содержаниями, а с их логарифмами. Оценками параметров логнормального распределения являются фоновое (\bar{x}), среднее значение логарифмов (\bar{z}), дисперсия выборки натуральных логарифмов (σ_z^2) и среднее квадратичное (стандартное) отклонение логарифмов содержаний элементов (σ_z). Аномальные содержания определены по правилу «трех сигм» (т.е., любое значение, отклонение которого превышает фоновое значение на утроенное стандартное отклонение, является аномальным) (таблица 1).

С помощью программы Arc Gis 9.1, приложение Arc Map была создана поверхность аномалий методом кригинга на основе полученных пространственных данных [2].



Рис.1. Карты распределения элементов во вторичных ореолах рассеяния

1– метаморфические сланцы (PR_2); 2– граниты (PZ_2); 3- терригенные отложения юры (J_{1s-p}); 4-8 распределение золота (в г/т): 4- 0-0,003, 5- 0,003-0,01, 6- 0,01-0,06, 7- 0,06-0,1, 8- >0,1; 9-12 повышенные содержания элементов: 9- мышьяк, 10- серебро, 11- молибден, 12- вольфрам; 13-14 отрицательные аномалии элементов: 13- литий, 14- барий.

Таблица 1

Статистические параметры	Элементы	Au**	As*	Ag*	Mo*	W*	Ba*	Li*
	\bar{x} *	0,001 5x10 ⁻⁴	2x10 ⁻³	0,01x10 ⁻³	0,3x10 ⁻³	0,3x10 ⁻³	150x10 ⁻³	6x10 ⁻³
	\bar{z}	- 6,649	0,604	-4,689	-1,244	-	4,887	1,715
	σ_z^2	0,29 8	0,178	0,168	0,088	0,083	0,246	0,023
	σ_z	0,54 6	0,42	0,41	0,297	0,288	0,496	0,15
	Нижнее аномальное значение*	0,000 25x10 ⁻⁴	0,52x10 ⁻³	0,0026x10 ⁻³	0,12x10 ⁻³	0,121x10 ⁻³	63,37x10 ⁻³	3,5x10 ⁻³
	Верхнее аномальное значение*	0,006 x10 ⁻⁴	6,5x10 ⁻³	0,031x10 ⁻³	0,7x10 ⁻³	0,683x10 ⁻³	277,2x10 ⁻³	8,7x10 ⁻³
	Кларк*	0,001 -0,005x10 ⁻⁴	0,5x10 ⁻³	0,01x10 ⁻³	0,2x10 ⁻³	0,2x10 ⁻³	80x10 ⁻³	3x10 ⁻³

* -содержание элементов в %

** - содержание элементов в г/т

В качестве элементов, ассоциирующих с золотом, проанализированы мышьяк, серебро, молибден, вольфрам, барий, литий и составлена карта распределения этих элементов во вторичных ореолах рассеяния. На основе анализа карты и статистических данных были сделаны следующие выводы:

- 1) положительные аномалии As, W, Mo, Ag пространственно совпадают с положительными аномалиями золота;
- 2) отрицательные аномалии Ba, Li пространственно совпадают с положительными аномалиями золота.

Кроме того, можно отметить, что для данной территории характерен относительно низкий общий фон содержания золота в изученных ландшафтах, соизмеримый с кларковыми значениями.

Площадное распределение аномалий золота характеризуется прерывистостью. Наиболее крупная по площади (3 км²) и по интенсивности аномалия золота установлена в приустьевой части р. Хасаут и совпадает с наиболее значительными из выявленных золоторудными телами. Менее интенсивная аномалия, в пределах которой обнаружено рудное тело, имеет площадь 1 км². Она располагается на правом берегу р. Малки в экзо- и эндоконтакте малкинского гранитоидного массива. Незначительные по площади и интенсивности аномалии отмечаются в центральной части рудного узла. В пределах прочих аномалий рудных тел не обнаружено.

Установлено, что содержание мышьяка во вторичных ореолах рассеяния выше кларковых значений для почв. Это свидетельствует о геохимической специализации данной тер-

ритории на мышьяк. Лишь нижнее аномальное значение As в пределах территории достигает кларка. Наличие при этом отрицательных и положительных аномалий относительно установленного нами фона свидетельствует о перераспределении As в пределах исследуемой территории.

Площадное распределение мышьяка в северной половине территории совпадает с распределением золота и обусловлено присутствием основных магматических пород хасаутского комплекса, интрузирующих сланцевую толщу малкинской свиты, а также с положением северо-восточных разломов, придающих соответствующую вытянутость аномалиям As. Т.е. происхождение As связано с протерозойской минерагенической эпохой.

В южной половине территории мышьяк ведет себя иначе. Его аномальные значения вытягиваются в субширотном направлении. Здесь же аномалии мышьяка проявляются и в пределах выходов синемюр-плинсбахских отложений юры, что свидетельствует о связи аномалии мышьяка на данном участке с киммерийской минерагенической эпохой.

Основные статистические характеристики серебра приведены в таблице. Аномалии серебра не везде совпадают с аномалиями золота. Хорошее совпадение отмечается на правобережье р. Хасаут. На левобережной части этого участка аномалии серебра располагаются за пределами наиболее обширной аномалии золота. В южной части рудного узла аномалии серебра отчетливо вытягиваются в цепочку запад-северо-западного простирания. При этом аномалии серебра в южной части рудного узла отмечаются и в пределах распространения синемюр-плинсбахских отложений юры. К этим же юрским отложениям аномалии серебра приурочены и у восточной рамки исследованной территории.

Наличие отрицательных и положительных аномалий молибдена свидетельствует о его перераспределении внутри рудного узла. В общих чертах аномалии молибдена совпадают с аномалиями серебра. Спецификой является совпадение с аномалией вольфрама в центральной части рудного узла на удалении примерно 2 км от контакта малкинского массива. Распределение молибдена связано с рудообразующими процессами, приведшими к формированию золота и вольфрамового оруденения. Аномалии вольфрама связаны с метаморфическими породами в экзоконтактовой зоне малкинского гранитного массива, на удалении от контакта 0,5-1,0 км, где образуют полосу шириной около от 0,5 до 2,0 км, протяженностью от русла р. Малки до русла р. Мушты около 6 км. Они не распространяются в пределах юрских отложений, что свидетельствует о доюрском возрасте вольфрамовой минерализации.

Незначительная корреляция отмечается для геохимических аномалий вольфрама и золота. Парагенетическая связь этих двух элементов устанавливается в районе б. Контактной и б. Трезубец, где аномалии двух элементов перекрываются. Аномалии вольфрама

располагаются ближе к контакту малкинских гранитов, а аномалии золота несколько дальше.

На площадях, обогащенных золотом, отмечаются минимальные содержания и даже отрицательные аномалии бария, которые фиксируют распространение юрских терригенных отложений. Это значит, что бариевая минерализация докиммерийская, связанная, скорее всего, с герцинской минерагенической эпохой. Положительная аномалия лития связана с выходами Малкинского серпентинитового массива. Крупная отрицательная аномалия лития отмечается между р. Малка и р. Мушта.

Из шести перечисленных элементов, имеющих корреляцию с золотом, только два досимюрских элемента (W и Li) скорее всего, связаны с ним парагенетически. При этом Li является особым элементом, создающим отрицательную аномалию в районе развития габбродиабазовых интрузий Хасаутского комплекса. Возможно, пространственная позиция этого элемента определена наличием глубинного магматического очага интрузивных пород основного состава хасаутского комплекса, «отогнавшего» Li за пределы его зоны влияния.

На площадях, обогащенных золотом, отмечаются минимальные содержания и даже отрицательные аномалии бария, которые фиксируют распространение юрских терригенных отложений. Это значит, что бариевая минерализация докиммерийская, связанная, скорее всего, с герцинской минерагенической эпохой. Положительная аномалия лития связана с выходами Малкинского серпентинитового массива. Крупная отрицательная аномалия лития отмечается между р. Малка и р. Мушта.

Из шести перечисленных элементов, имеющих корреляцию с золотом, только два досимюрских элемента (W и Li) скорее всего, связаны с ним парагенетически. При этом Li является особым элементом, создающим отрицательную аномалию в районе развития габбродиабазовых интрузий Хасаутского комплекса. Возможно, пространственная позиция этого элемента определена наличием глубинного магматического очага интрузивных пород основного состава хасаутского комплекса, «отогнавшего» Li за пределы его зоны влияния.

Остальные коррелируемые с золотом элементы (As, Mo и Ag) имеют послеплинсбахский возраст. Там, где их геохимические ореолы совпадают с ореолами золота, происходило перераспределение золота и, возможно, его дополнительный привнос. В любом случае, они также указывают на потенциальную золотоносность данного участка территории

Литература:

1. Овчинников Л.Н. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
2. Руководство пользования Arc Gis 9, Spatial Analyst. ESRI, 380 New York Street, Redlands, CA 92373-8100, USA. Russian Translation by DATA+, Ltd. 2001.
3. Сидоренко А.В. Геология СССР, т IX. М.: Недра, 1968. 760 с.

Опыт применения геохимических методов поисков в Финляндии**Черемазова Е.В.**Mineral Exploration Network (Finland) Ltd, Tuupovaara, cheremkate@mail.ru

Успех поисковых работ зависит от грамотного выбора перспективных площадей и количества отобранных проб. Статистически один из ста участков, выделенных на стадии прогнозных исследований, становится месторождением. Следовательно, путь снижения рисков поисковых работ – вовлечение как можно большего числа участков и как следствие, большое количество проб, которые желательно анализировать оперативно. При отсутствии прямого экспрессного анализа на золото, наиболее подходящим является полевой рентгенофлуоресцентный анализ элементов-индикаторов. Практический опыт внедрения полевого РФА при опробовании рыхлых отложений доказал его высокую эффективность при поисках месторождений золота в зеленокаменных поясах Финляндии.

The success of exploration depends on the right choice of prospective areas and quantity of samples. Statistically, only one of hundred areas that were selected during the regional prospective analysis becomes a mine. So the way to reduce the exploration risk is to involve as many areas as possible, and consequently a large quantity of samples which should be operatively analyzed. In the absence of the direct gold express assays, the most suitable way is to use the field XRF analyzer for indicator elements. The practical experience of the field XRF application has proved it's high efficiency during gold prospecting in the Finnish greenstone belts.

Успех поисковых работ зависит от грамотного выбора перспективных площадей и количества отобранных проб. Статистически один из ста участков, выделенных на стадии прогнозных исследований, становится месторождением. Следовательно, путь снижения рисков поисковых работ – вовлечение как можно большего числа участков и как следствие, отбор и анализ большого количества проб.

Речь идет о покрытии больших площадей за минимально короткие сроки. Тогда, при условии критического финансирования, встает вопрос о выборе наиболее производительного метода или комплекса методов геохимического опробования, позволяющих достоверно оконтурить аномальные концентрации рудных элементов, а также оценить прогнозные ресурсы.

В период с 15 июня по 31 июля геологоразведочной компанией Mineral Exploration Network (Finland) Ltd., в состав которой входят студенты российских вузов, были проведены поиски месторождений золота в районе Пилола (Восточная Финляндия) на площади 18,5 км². Территория Восточной Финляндии характеризуется практически повсеместным развитием покровно-ледниковых отложений, с чем и связаны определенные проблемы при выборе геологически эффективных и экономически рентабельных способов проведения геохимических поисков.

Район Пилола расположен в пределах зеленокаменного пояса Кухмо (возраст 2800-2750 млн. лет), и его гранито-гнейсового обрамления. Пояс имеет меридиональное про-

стирание и сложен метаморфизованными вулканитами основного и ультраосновного состава [1].

Основанием для выделения данного участка явилась интенсивная геохимическая аномалия золота, а также золотая минерализация, вскрытая скважинами колонкового бурения [2]. По данным бурения установлена значимая прямая корреляционная связь содержания золота и мышьяка, что позволило рассматривать мышьяк в качестве элемента-индикатора, а интенсивные мышьяковые аномалии считать поисковым признаком при выделении участков, перспективных для дальнейшего исследования.

Компанией MEN был использован комплекс методов геохимического опробования, позволивший в короткие сроки уточнить границы известных минерализованных зон и выявить новые высокоперспективные участки.

Основным методом являлось геохимическое опробование рыхлых отложений с применением ручного пробоотборника «Лепесток», позволившее отобрать за период работы более 20 тысяч проб, которые в свою очередь оперативно анализировались на портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе. На данной территории с чехлом рыхлых отложений повышенной мощности метод оказался высокоэффективным. Пробоотбор и анализ на полевом РФА осуществлялись достаточно быстро.

Параллельно с поисками по вторичным ореолам рассеяния проводились детальная наземная магнитная съемка, опробование редких обнажений и валунные поиски.

Аномалии, обнаруженные с помощью пробоотборника «Лепесток», заверялись глубинным геохимическим опробованием с помощью мотобура «Кобра», позволявшим проводить тиллевуую съемку на глубинах до 15м. Этот метод пробоотбора существенно увеличил эффективность и достоверность проводимых работ.

Глубинное опробование требует большего времени, поэтому оно выполнялось на наиболее перспективных аномалиях, выделенных по комплексу признаков.

Пробы по профилям, вскрывающим аномалии, были проанализированы на золото. Результаты подтвердили пространственное совпадение аномалий мышьяка и золота. Кроме того, все известные рудные пересечения в скважинах находятся в пределах интенсивных аномалий мышьяка и контролируются контрастными градиентными зонами магнитного поля (рис.1, 2).

Принято решение, что высокая плотность опробования рыхлых отложений и анализ содержания мышьяка в комплексе с детальной наземной магнитной съемкой в данных условиях позволяет однозначно определять объекты для постановки буровых работ.

Необходимо отметить, что район Пилола был изначально выбран, исходя из методов, доступных компании, условий проведения поисков и ожидаемой связи золота и мышьяка.

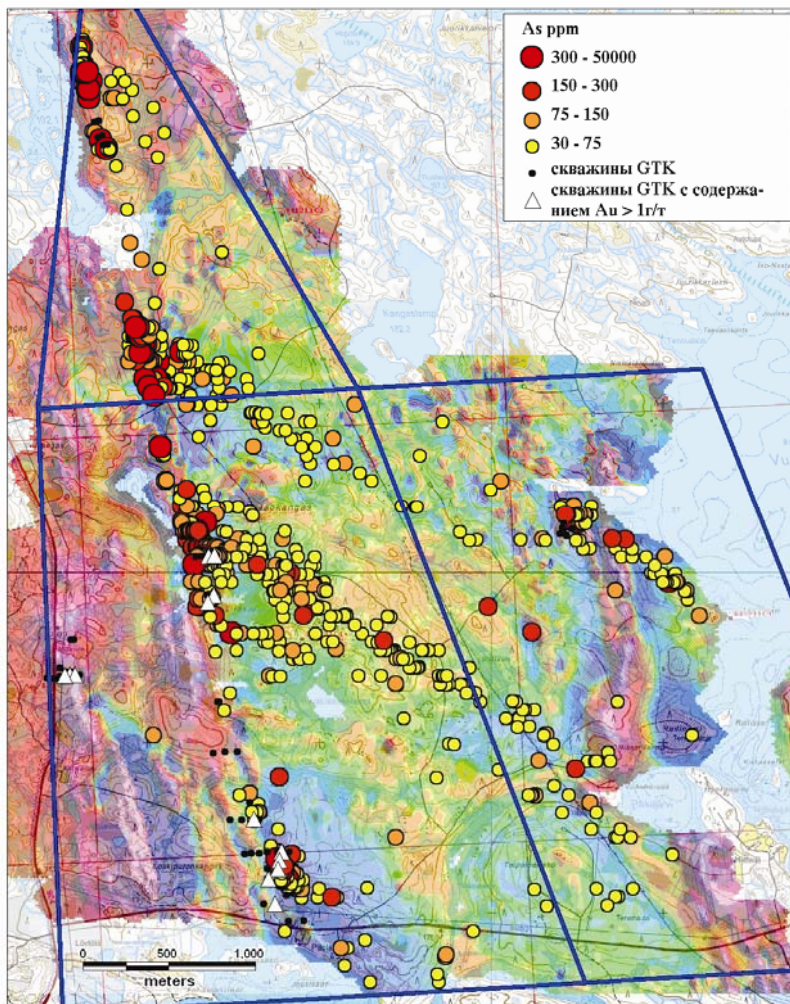


Рис. 1. Совмещенная карта результатов детальной наземной магнитной съемки, геохимического опробования «Лепестком» и по скважинам Геологической Службы Финляндии.

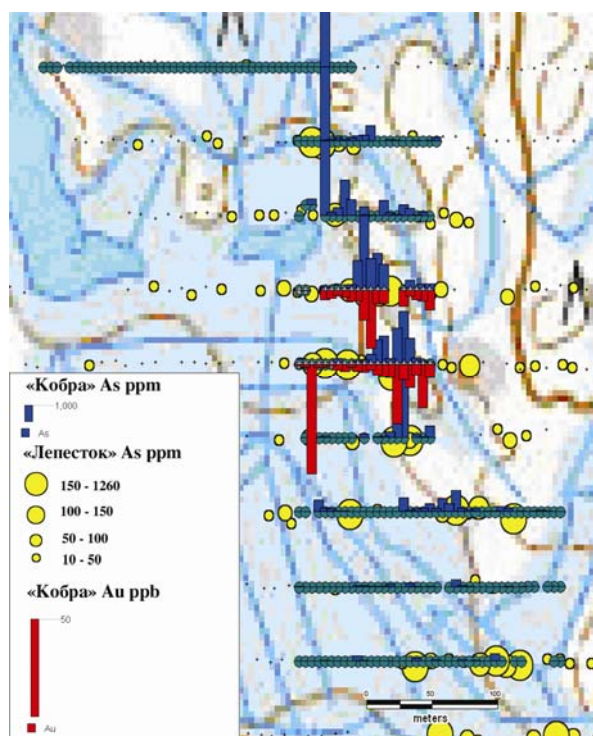


Рис. 2. Пример результатов детальных глубинных геохимических поисков на одном из перспективных участков на территории лицензий Пилола.

Литература:

1. *Pietikäinen, K., Halkoaho, T., Hartikainen* ea M. 2005. Itä-Suomen arkeoiset alueet II-hankkeen toiminta vuosina 2001–2004 Kuhmon, Nurmeksen, Lieksan ja Hyrynsalmen alueilla. Geol. Surv. Finland report M19/4411/2005/1.
2. *Luukkonen, E., Halkoaho, T., Hartikainen* ea M. 2002. Itä-Suomen arkeoiset alueet -hankkeen toiminta vuosina 1992–2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmajärven ja Tuupovaaran alueella. Geol. Surv. Finland, Report M19/4513/2002/1.