

Секция 1

ГЕОЛОГИЯ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Подсекция 1 – Палеонтология, стратиграфия и региональная геология

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ АЛЛОХТОННЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

М.А. Басистова

Научный руководитель старший научный сотрудник Г.М. Седаева
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

На территории Крыма нет коренных выходов палеозойских пород, поэтому главную роль в реконструкции геологического развития этого региона в палеозойское время играет изучение глыб, находящихся местами среди терригенных толщ, а также исследование галек и валунов из конгломератов средней юры (J_2c) и нижнего мела (K_1v_2-h).

Объектом исследований является нижнекаменноугольная глыба известняков, находящаяся среди пород верхнего триаса - нижней юры (мендерская толща $T_3 - J_1mn$) в долине р. Бодрак у с. Трудолубовка (Бахчисарайский район). В её исследовании выделяется три этапа.

1. Дореволюционный этап. К.К. Фохт (1901) впервые определил палеозойский возраст глыбы, а также предположил, что она залегает в ядре антиклинали среди более молодых пород. Позже её стали считать ядром протыкания, пронзившим толщу сланцев наподобие своеобразного диапира.

2. Советский этап. О.Г. Туманская (1951) определила возраст глыбы по остаткам брахиопод и других ископаемых как нижнекаменноугольный. А.Д. Миклухо-Маклай и М.В. Муратов (1958) по находкам фауны фораминифер отнесли её уже к серпуховскому ярусу нижнего карбона. Г.И. Сократов (1950) привёл ряд соображений в пользу коренного залегания глыбы. А.С. Моисеев (1935) признавал её останцом шарьяжа или размытым рифом, вовлечённым в складчатость.

3. Современный этап. Дальнейшее изучение фауны и уточнение условий образования глыбы. Сейчас наиболее вероятным является предположение, что глыба представляет массив, который во время накопления таврических пород обвалился в море с соседних возвышенностей и затем сполз по илистому морскому дну. В результате она оказалась погребённой в толще терригенных пород. Расположение глыбы показывает, что снесена она, вероятно, с севера или северо-запада, из области нынешней окраины равнинного Крыма, в пределах которой в триасовое и юрское время располагались горные поднятия.

Макроскопически глыба однородна, сложена зеленовато-серыми известняками, пелитоморфными, массивными, неслоистыми, крепкими, разбита многочисленными волосовидными трещинами от 2 до 8 мм, выполненными кальцитом. Размер её около 50 м.

Микроскопически известняки представлены микрозернистой разностью. Можно выделить три литологических типа: известняк детритовый, известняк биоморфный и микрозернистый известняк. Среди остатков преобладают следы и тени красных водорослей (предположительно *Donezella ex. gr. lutugini Masl.*), остатки мелких и крупных фораминифер (отряд *Fusulinida*), морских ежей, криноидей (их члеников), мшанок, раковинных моллюсков, кораллов (*Chaetetes*, *Litostrotion baschkiricum Perna*). Данные находки подтверждают нижнекаменноугольный возраст глыбы, наличие в ней кораллов позволяет считать её рифом, а обилие бентосной фауны говорит о том, что накопление происходило на мелководье, на краю шельфа.

Литература

1. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева – Москва: Изд-во МГУ, 1989. – 33 с.
2. Миклухо-Маклай А.Д., Муратов М.В. О каменноугольных и пермских породах Крыма. // Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка. – М., 1958. – №8.
3. Моисеев А.С. Основные черты строения горного Крыма. // Тр. Ленингр. об-ва естеств. – Ленинград, 1935. №1
4. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – Москва: Государственное научно-техническое изд. литературы по геологии и охране недр, 1960. – 20 с.
5. Сократов Г.И. О пермских отложениях в Крыму и их месте в геологической структуре Крыма. // Докл. АН СССР, 1950. – т.71. – №4.
6. Туманская О.Г. О нижнекаменноугольных отложениях Крыма. // Изв. АН СССР, сер. геол. – М., 1951. – №2.
7. Фохт К.К. О древнейших осадочных образованиях Крыма. // Тр. С.-Петерб. об-ва естествоисп. – СПб, 1901. – т.32. – В.1. – С. 302-309.

БРАХИОПОДЫ ОТРЯДА SPIRIFERIDA В СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ НИЖНЕКАЗАНСКОГО ПОДЪЯРУСА

В.П. Болтаева

Научный руководитель старший научный сотрудник В.С. Губарева

При первоначальном расчленении толщ верхней перми отложения нижнеказанского подъяруса получили наименование брахиоподового (Головкинский, 1869), а позже, по преобладающим в комплексе их спириферидам, названы были спириферовым горизонтом (Нечаев, 1915). И это не случайно, поскольку в списке встреченных и описанных брахиопод наиболее характерными являются тринадцать видов, отнесенных

А.В. Нечаевым к широко понимаемому в то время роду *Spirifer*. Развитием этих работ явились публикации Б.К. Лихарева по описанию брахиопод казанских отложений отдельных районов Европейской России и из разрезов Биармийской области Азиатской части страны (Лихарев, 1913, 1931, 1934, 1939, 1943). Знание казанской фауны брахиопод Русской платформы позволило Б.К. Лихареву (1957) в обобщающем докладе по спириферидам, наряду с известными к тому времени родами *Licharewia Einor*, *Permospirifer Kulikov*, *Blasispirifer Kulikov*, выделить группы видов, послужившие основой для выделения *Kaninospirifer Licharew*, *Odontospirifer Dunbar*, *Tumarinia Grigorjewa et Solomina*

Гладкосинусовые спирифериды, входящие в настоящее время в семейство *Licharewiidae*, определяют облик нижнеказанского сообщества брахиопод.

Детальное и полное описание родовых признаков и состав рода *Licharewia* проведено А.Д. Григорьевой (Слюсарева, 1960). На основании ревизии большинства известных коллекций брахиопод ею к этому роду отнесены *Licharewia rugulata* (Kut), *L. stuckenbergi* (Netsch.), *L. latiareata* (Netsch.), *L. schrenckii* (Keys.).

Несмотря на то, что род *Permospirifer Kulikov*, по данным А.Д. Григорьевой (1960), распространен лишь в верхнепермских отложениях Северного края, мы считаем нужным упомянуть работы М.Е. Мирчинк (1935), где она указывает на присутствие *Permospirifer keyserlingi* (Netsch.) в районе Волжско-Камского края (с. Камышла), а также на единичные находки на р. Вятка.

При изучении деталей морфологии широко распространенной формы в казанском ярусе *Spiriferina subcristata* Netsch. Иванова (1960), на основании ряда признаков, описала его как *Odontospirifer subcristatus* (Netsch.) и включила в семейство *Paeckelmanellidae* (Иванова, 1972).

Вид, выделенный А.В. Нечаевым (1894) как *Spiriferina multiplicata* sp. nov., по голотипу Е.И. Ивановой (1960) описан как *Reticulariina netschajewi*. Позже А.Д. Григорьева (1967) по развитию характерной пористости раковины, а также по некоторым элементам внутреннего строения отнесла его к роду *Spiriferellina* и описала как вид *Spiriferellina netschajewi* (E. Ivan.), входящий в состав семейства *Spiriferinidae*.

В коллекции А.В. Нечаева и М.Э. Янишевского встречены формы, первоначально выделявшиеся как *Spirifer blasii* Netsch. При последующем изучении образцов удалось показать, что он отвечает роду *Blasispirifer* (Kulikov, 1950) и в соответствии с последними работами по классификации спириферид относится к семейству *Trigonotretidae* (Губарева, Болтаева, 1998).

Таким образом, к настоящему времени спирифериды нижнеказанского подъяруса включают представителей пяти семейств отряда *Spiriferida*: *Licharewiidae*, *Paeckelmanellidae*, *Trigonotretidae*, *Spiriferinidae*, *Ambocoeliidae*, включающих семь родов.

Однако большинство спириферид казанских отложений принадлежат к семейству *Licharewiidae*, в котором кроме собственно рода *Licharewia* (Einor), *Permospirifer Kulikov* еще 30 лет назад был выделен род *Tumarinia* (Григорьева, Соломина, 1973). К нему условно, из-за недостаточности материала, был отнесен вид *Licharewia latiareata* (Netsch.) из казанских образований Волжско-Камского края.

Одним из последних исследований, посвященных семейству *Licharewiidae*, является работа Р.В. Соломиной (2001). Ею, на материалах из верхнепалеозойских толщ Таймыра, Верхоянья и Колымо-Омолонского района, проведена ревизия родов, входящих в его состав. При этом показано, что при прослеживании только внешних морфологических признаков гладкосинусовых спириферид были допущены неточности в первоначальном понимании родовых категорий семейства. В результате автором в составе семейства *Licharewiidae* в настоящее время выделено десять родов: *Verhotomia Sokolskaja*, 1963; *Orulgania Solomina et Tschernjak*, 1961; *Kungaella Solomina*, 1988; *Cyrtella Fredericks*, 1916; *Tumarinia Solomina et Grigorjewa*, 1973; *Licharewia Einor*, 1939; *Permospirifer Kulikov*, 1950; *Penzinella Solomina*, 1985.

На их основе в Бореальной области, включающей Восточно-Европейскую платформу, в пределах Восточно-Арктической и Западно-Арктической провинций выделено семь генозон по брахиоподам. На Восточно-Европейской платформе Р.В. Соломиной прослежены две из них: в артинско-кунгурских отложениях нижней перми по находкам *Cyrtella* и в нижнеказанском подъярусе верхней перми по родам *Licharewia*, *Permospirifer*, и, как нам представляется, по развитию характерного для генозоны рода *Tumarinia*. В связи с тем, что первоначально существовала условность в отнесении вида *Licharewia latiareata* (Netsch.) к роду *Tumarinia*, считаем необходимым дать подробное описание *Tumarinia latiareata* (Netsch.).

***Tumarinia latiareata* (Netsch.), 1900**

1. *Spirifer latiareatus*: Нечаев, 1900, стр. 13, табл. I, фиг. 3,4; 1911, стр. 69-70, табл. XI, фиг. 4,9,10.
2. *Spirifer planus*: Нечаев, 1900, стр. 16, табл. 1, фиг. 10; 1911, стр. 70, табл. XI, фиг. 8.
3. *Spirifer curvirostris*: Лихарев, 1913, стр. 49, табл. 1, фиг. 23-25.
4. *Spirifer vaengaensis*: Лихарев, 1931, стр. 18-23, табл. III, фиг. 1-7.
5. *Licharewia latiareata*: Слюсарева, 1960, стр. 61, табл. IV, фиг. 1-6, табл. XI, фиг. 5-6.
6. *Tumarinia latiareata*: Григорьева, 1977, стр. 48, табл. VII, фиг. 3-5; Калашников, 1986, табл. 129, фиг. 6.

Голотип не известен. В качестве лектотипа А.Д. Григорьевой избран экземпляр А.В. Нечаева, 1900, табл. I, фиг. 3, с. Печищи, р. Волга, верхняя пермь (хранится в геологическом музее КГУ).

Описание. Раковина от средних до крупных размеров, ромбоидальной формы, наибольшая ширина в средней части раковины. Ширина практически равна длине, отношение Ш/Д = 1.0. Брюшная створка равномерно-выпуклая, с округлыми боками. Макушка маленькая, носик слегка загнут к смычному краю. Арея высокая от 19 до 28 см, широко треугольная, плоскость ареи почти перпендикулярна к плоскости симметрии, поверхность ареи слабо вогнутая, исчерченная косыми вертикальными линиями. Дельтирий широкий, равный трети длины смычного края, с разобранными дельтидиальными пластинами, которые имеют равномерное утолщение. Синус гладкий, не глубокий, с покатыми боками, к переднему краю ширина синуса увеличивается до трети раковины, он заканчивается слегка

оттянутым к спинной створке язычком. Ребра простые плоские, неветвящиеся, с узкими разделяющими их бороздками. В целом ребристость более тонкая чем, например, у *Licharewia rugulata* (Kut). Количество ребер по бокам от синуса – до 11. Концентрические линии нарастания грубые. Внутри брюшной створки плоские зубные пластины, заканчивающиеся на середине дна раковины в виде тонких валиков, огибающих мускульное поле. Макушечное заполнение практически отсутствует. Спинных створок в нашем материале не имеется.

Таблица 1

№ п.п.	Место-положение	N образца	Длина	Ширина	Выпуклость	Число ребер на 5мм		Число ребер на половине створки	Высота ареи над макушкой	Макушечный угол в град.
						в 10 мм от М	по лобному краю			
1	с. Печищи	37-1/2	52	55	52	5	3	14	28	110
2	с. Печищи	37-1/5	38	39	42	4	3	12	19	110
3	с. Камышла	37/1	27	53		4	3	12	19	118

Сравнения и замечания. От *Licharewia Einog* отличается ромбоидальной формой раковины, а также значительно более высокой ареей, вследствие чего зубные пластины длинные, слабо утолщенные. Макушка брюшной створки в отличие от рода *Licharewia* не оттянута. Синус широкий, уплощенный. Несмотря на то, что нам не удалось изучить микроструктуру раковины, по представлениям О.А. Эрлангер и Р.В. Соломиной (1989) тип микроструктуры фиброзного слоя раковины, вероятно, может быть использован как родовой признак. Правда, представляется достаточно проблематичным проводить замеры диаметров поровых каналов с помощью сканирующего микроскопа с увеличением в 1000 раз.

Литература

1. Головкинский Н.А. О пермской формации центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы по геологии России. – 1868. – Т.1. – С. 146.
1. Григорьева А.Д. Брахиоподы верхнего палеозоя Сибири и Арктики // Тр. Палеонтологического института АН СССР. – М.: Наука, 1977. – Т.102. – С. 45 – 54.
2. Губарева В.С., Болтаева В.П. Вид *Blasispirifer multiplicicostatus* (Netsch.) из стратотипа казанского яруса // Палеонтологический журнал. – 1998. - №6. – С. 40 – 42.
3. Нечаев А.В. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России // Тр. Общества естествоиспытателей. – М., 1894. – Т. XXVII. – В.4. – С. 166 – 167.
4. Нечаев А.В. Первое дополнение к "фауне пермских отложений восточной полосы Европейской России" // Тр. Общества естествоиспытателей. – М., 1900. – Т. XXXIV. - В.6. – С. 13.
5. Нечаев А.В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. Вестник. – 1915. – Т.1. – №1. – В.1. – С. 20 – 31.
6. Слюсарева А.Д. Спирифериды казанского яруса Русской платформы и условия их существования // Тр. Палеонтологического института АН СССР. – М.: Наука, 1960. – Т.30. – С. 41 – 64.
7. Соломина Р.В. Брахиоподы семейства *Licharewiidae* на северо-востоке России. // ПЖ. – 1998. – №6. – С.43-50.
8. Эрлангер О.А., Соломина Р.В. Микроструктура стенки раковины брахиопод семейства *Licharewiidae*. // Палеонтологический журнал. – 1989. - №3. – С. 103 – 108.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И КОРРЕЛЯТИВНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *AURILA* (OSTRACODA) ИЗ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ УКРАИНЫ

О.В. Бондарь

Научный руководитель профессор И.М. Барг

Научно-исследовательский институт геологии Днепропетровского национального университета, г. Днепропетровск, Украина

Остракоды, широко распространенные в миоценовых образованиях Южной Украины, имеют важное значение для стратиграфического расчленения и корреляции вмещающих пород. Представители рода *Aurila* – одни из наиболее информативных для подобных исследований. Как известно, прослеживаемая в разрезе циклическая смена нормально-морских и солоноватоводных организмов является основой схемы стратиграфии черноморско-каспийского неогена, разработанной Н.И. Андрусовым (Андрусов, 1963) и в дальнейшем совершенствованной многими исследователями (Невеская и др., 1984; Унифицированная региональная ..., 2002). Аурилы – типичные морские обитатели; их появление в миоцене Южной Украины, как правило, сопровождается находками других поли- и мезогалинных морских организмов, четко фиксирует отложения, сформировавшиеся в момент связи Восточного Паратетиса с сопредельными бассейнами. В связи с этим уровни появления данных остракод в изучаемых образованиях могут рассматриваться как реперы межрегиональной корреляции.

В миоценовых отложениях Южной Украины прослеживаются три основных уровня появления *Aurila* (табл.).

Таблица

Распределение остракод рода *Aurila* в среднемиоценовых отложениях Южной Украины

Отдел	Миоценовый	
Подотдел	Средний	Верхний

Региоарус	Чокракский	Караганский	Конкский			Сарматский					
Региоподъярус						Волынский		Бессарабский		Херсонский	
Слои			Картельские	Сартаганские	Веселянские	Кужорские	Збручские	Новомосковские	Васильевские	Днепропетровские	
Виды											
<i>Pseudobythocythere (Aurila) dromas (Schn.)</i>											
<i>Aurila</i> spp.											
<i>A. convexa (Baird)</i>											
<i>A. mehesi (Zal.)</i>											
<i>A. cicatricosa (Baird)</i>											
<i>A. buglovensis (Schn.)</i>											
<i>A. notata (Reuss)</i>											
<i>A. declivis (Schn.)</i>											
<i>A. laevis (Schn.)</i>											
<i>A. sarmatica (Zal.)</i>											
<i>A. angularis (Schn.)</i>											
<i>A. kolesnikovi (Schn.)</i>											
<i>A. hungarica (Mehes)</i>											
<i>A. bosporica (Pist.)</i>											
<i>A. crimica (Pist.)</i>											
<i>A. chalilovi (Vor.)</i>											
<i>A. aff. lubrica (In.)</i>											

Первый коррелятивный уровень приурочен к чокракским образованиям. В карбонатно-терригенных породах чокракского региоаруса Симферопольского поднятия обнаружена богатая и разнообразная фауна остракод. Одним из компонентов изученного палеоценоза, является *Aurila convexa* (Baird). Наличие в комплексе этого наиболее стеногалинного представителя рода *Aurila*, известного из бадения Западного Паратетиса (Chronostratigraphie und ..., 1978), свидетельствует о связи западной и восточной частей Паратетиса в начале среднего миоцена. Присутствие немногочисленных *Aurila* sp. зафиксировано, также, в песчаниках чокракского возраста, обнажающихся близ скалы Грот Дианы на полуострове Гераклея (Юго-Западный Крым). Для чокракских отложений Южной Украины характерно наличие и средиземноморской фауны, и эндемичных видов, таких как *Pseudobythocythere dromas* (Schn.), который в современных работах относится к роду *Aurila* (Унифицированная региональная ..., 2002).

Остракодовые ассоциации собственно караганских отложений не содержат аурил и других морских видов, что свидетельствует о почти полной изоляции архаического бассейна.

Второй коррелятивный уровень прослеживается в породах конкского региоаруса, изученных по ряду скважин Равнинного Крыма и Северного Причерноморья, а также в стратотипическом разрезе конки (3 км к востоку от с. Веселянка). Анализ вертикального распространения аурил в конкских отложениях позволяет выделить три фазы развития одноименного бассейна: картельскую, сартаганскую и веселянскую. Для картельских слоев характерным является появление первых элементов остракодовой средиземноморской фауны *Aurila mehesi* (Zal.). В сартаганских слоях фиксируется широкое развитие перешедших из картельского бассейна аурил и появление новых полносолённых видов: *Aurila cicatricosa* (Baird), *A. buglovensis* (Schn.), *A. notata* (Reuss), *A. declivis* (Schn.), *A. sp.* Веселянским слоям свойственна богатая в количественном, но бедная в качественном отношении фауна остракод, что типично для отложений, завершающих цикл осадконакопления. Доминирующая роль в комплексе принадлежит роду *Aurila*: *A. buglovensis* (Schn.), *A. notata* (Reuss), *A. mehesi* (Zal.), *A. laevis* (Schn.), *A. sp.*

Наиболее важное коррелятивное значение имеют присутствующие в конкских отложениях таксоны, характерные для среднемиоценовых образований Западной Украины и Европы. Вид *Aurila cicatricosa* (Baird) свойствен для среднего бадения Центрального Паратетиса (Chronostratigraphie und ..., 1978). *Aurila mehesi* (Zal.) известна из верхнебаденских отложений (Paghida, 1960) и сармата Западного Паратетиса (Szczechura, 2000). *Aurila buglovensis* (Schn.) характерна для бугловских слоев западных областей Украины (Атлас руководящих ..., 1949). Два последних вида позволяют сопоставлять конкский региоарус с верхним бадением.

Третий коррелятивный уровень отмечается в породах сарматского региоаруса. В сарматское время наблюдается пышное развитие и широкое расселение остракод изучаемого рода, зарождение которых произошло еще в конке. Для кужорских слоев характерно наличие остракодовой ассоциации переходного типа, в которой, наряду с видами, известными из осадков конкского региоаруса (*Aurila notata* (Reuss), *A. laevis* (Schn.)), присутствуют типичные сарматские элементы (*Aurila sarmatica* (Zal.), *A. bosporica* (Pist.)). Збручские слои выделяются по присутствию *Aurila crimica* (Pist), характерного элемента верхней части нижнего сармата (Пишикова, 1993). Новомосковские слои определяются появлением типичных среднесарматских форм: *Aurila kolesnikovi* (Schn.), *A. hungarica* (Mehes), *A. chalilovi* (Vor.). В Васильевских слоях фиксируется расцвет специфических среднесарматских остракод: *Aurila angularis* (Schn.), *A. kolesnikovi* (Schn.), *A. chalilovi* (Vor.), *A. aff. lubrica* (In.). Для днепропетровских слоев типично таксономическое обеднение ассоциаций и уменьшение количества особей. Здесь единично встречаются *Aurila sarmatica* (Zal.), *A. angularis* (Schn.). Отложения херсонского региоподъяруса характеризуются практически полным исчезновением остракодовой фауны, в частности аурил.

Анализ остракод рода *Aurila* сарматского региояруса Южной Украины позволяет проводить корреляцию с разновозрастными образованиями смежных территорий. Более детально это удалось сделать для нижнесарматских отложений изучаемого региона. Аурилы образований нижеволынского региоподъяруса (*Aurila sarmatica* (Zal.), *A. notata* (Reuss)) позволяют сопоставлять последние с доробратовской свитой нижнего сармата Закарпатья (Бурындина, 1974). В збручских слоях типичным является присутствие зонального вида луковской свиты *Aurila notata* (Reuss) (Бурындина, 1974). Сравнительный анализ остракод указывает на близость ауриловых ассоциаций среднего сармата исследуемого региона (новомосковских, васильевских, днепропетровских слоев) и таковых из алмашской свиты Западной Украины (Венглинский, 1975; Бурындина, 1974). Сопоставление верхнесарматских отложений Южной Украины и других регионов по фауне остракод затруднительно в связи с малым количеством микрофауны и, в частности, с отсутствием характерных видов.

Таким образом, анализ распределения остракод рода *Aurila* в среднемиоценовых отложениях Южной Украины показал их высокую разрешающую способность для детального расчленения данных отложений и корреляции с возрастными аналогами в сопредельных регионах.

Литература

1. Андрусов Н.И. Избранные труды АН СССР. – М., 1963. – Т.2. – 644 с.
2. Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР /Под ред. А.Г. Эберзина. – М.: Госгеолгиздат, 1949. – 464 с.
3. Бурындина Л.В. Сопоставление сарматских отложений Закарпатского прогиба и сопредельных территорий по остракодам // Палеонт. сб. - Львов: ЛГУ, 1974. - №11. – В.1. – С. 76-80.
4. Венглинский И.В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. – К.: Наукова думка, 1975. – 264 с.
5. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геол. – М., 1984. – №9, – С. 37-49.
6. Пищикова Т.И. Новые виды остракод рода *Aurila* из сармата Равнинного Крыма // Палеонт. журн. – М.: Наука, 1993. – №1. – С. 126 – 130.
7. Унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. – М., 2002.
8. Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozan der Zentralen Paratethys. Bd. VI. Badenien MV Red. J. Senes. - Bratislava: Slovenskej akad. vied. – 1978. – 594 s.
9. Paghida N. La microfaune du Tortonien de la rive droite du Prouth (R. P. R.) // Analele stiintifice de Universitatii "Al. I.Cuza". – 1960. – Т.6. – Р. 345 – 354.
10. Szczechura J. Age and evolution of environments of the supra- evaporitic deposits in the northern, marginal part of the Carpathian Foredeep: micropalaeontological evidence // Geol. Quart. – Warszawa, 2000. – №44. – Р. 81 – 100.

СВЯЗЬ ЭПОХ ОЛЕДЕНЕНИЙ СО СТАДИЯМИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Д.А. Васильев

Научный руководитель доцент А.Г. Павлов

Горно-геологический институт Якутского государственного университета, г. Якутск, Россия

Известно, что оледенения происходили на Земле в разные промежутки геологического времени (Алиев, 1988; Васильев, 1977). Они даже происходили в докембрийское время (Салоп, 1982). До сих пор нет четкого объяснения происхождения столь любопытных процессов. В настоящей работе автором произведено сопоставление периодов оледенения и диастрофических циклов с целью определения, с какими стадиями тектоно-магматического цикла связаны эпохи оледенения. Следует заметить, что в общих чертах установлено закономерное развитие земной коры в течение одного тектоно-магматического цикла — это образование геосинклинального прогиба, осадконакопление, ультраосновной и основной магматизм, инверсия прогиба, кислый магматизм, замыкание геосинклинали и переход складчатой области в платформу, магматизм и осадконакопление в платформенном режиме. Объяснить причины этого закономерного хода развития земной коры ученым пока не удалось, также остаются невыясненными причины различия характера тектоно-магматических процессов, развивающихся в подобных геосинклинальных прогибах.

Всего в истории Земли произошли восемь оледенений глобального масштаба, об этом свидетельствуют различного рода ледниковые отложения (тиллиты и др.), которые были обнаружены в разновозрастных слоях земной коры в разных областях планеты (Васильев, 1977; Гурский, 1979). Первые четыре из них относятся к докембрийскому времени (Салоп, 1982). Самой древней является названная автором настоящей работы - Селецкая, (название дано в соответствии с самым близким по возрасту диастрофическим циклом), эпоха оледенения с возрастом 2750 — 2450 млн. лет. Данная эпоха также является самой продолжительной по сравнению с другими эпохами. Все докембрийские оледенения произошли после или перед диастрофическими циклами (по геохронологической шкале докембрия, составленной Л.И. Салопом). Оледенения же, произошедшие в фанерозойский промежуток времени, характеризуются тем, что они происходили во время интенсивного диастрофизма (Васильев, 1977; Гурский, 1979). Во время интенсивного диастрофизма температура на планете никак не могла быть благоприятной для оледенений (если учитывать лишь земные факторы).

Наиболее приемлемое объяснение причин периодически развивающихся геосинклинальных циклов на Земле, по мнению автора настоящей работы, было дано в статье А.Г. Павлова, В.Р. Филиппова (Павлов, Филиппов, 2003). Павловым и Филипповым в качестве «фундамента» своей гипотезы об образовании Земли принята теория о взрывном происхождении Галактик, названная теорией «Большого взрыва». Основоположником этой теории является Г. Гамов. По теории Гамова, при «Большом взрыве» образуются обломки и плазменные «капельки» самых различных размеров, пыль и газы. Космические тела с массами, намного превышающими массу Солнца - квазары, должны взрываться с меньшей силой, чем при взрыве Прототела (Шкловский, 1977).

После взрыва тела, получившие наибольшую скорость, могут преодолеть силу притяжения квазара и выйти из-под его влияния. Большая же часть выброшенных тел, оставаясь в поле его тяготения, должна вращаться по определенным орбитам, образуя новую космическую систему - Галактику. В этой системе происходит перераспределение обломков, плазменных «капелек», газов и пыли согласно новым законам нового пространства и времени, в частности, менее массивные тела, попадая в гравитационное поле более массивных тел, будут вращаться вокруг них, формируя подсистемы, подобные нашей солнечной. После полной перестройки отделившихся тел, форма галактик примет вид эллипса, обусловленного вращением этих тел по определенным орбитам в поле тяготения квазара (Шкловский, 1977).

Как следует из изложенного, первоисточником звезд, планет, комет, метеоритов, газа и пыли является сверхплотный, высокотемпературный с дифференцированным веществом квазар. Естественно, обломки, отделившиеся от такого дифференцированного тела, должны различаться химическим составом и значениями физических параметров. И действительно, наблюдательной астрономией установлены звезды самых различных размеров, масс, плотностей с разными классами спектров (Павлов, Филиппов, 2003)

В нашей звездной системе – Солнечной - у планет-гигантов иной химический состав, иная природа атмосфер по сравнению с планетами земной группы. Эти планеты различаются также по массе, плотности и, конечно, по характеру вращения вокруг своей оси и вокруг Солнца (Павлов, Филиппов, 2003).

Развивая теорию «Большого взрыва», Павлов и Филиппов, идя от общего к частному, связали стадии тектоно-магматического цикла на Земле с вращением Галактик вокруг галактического ядра.

Известно, что наша планета, как и вся солнечная система, вращается вокруг галактического ядра по определенной орбите, где один полный оборот вокруг ядра Галактики астрофизиками назван галактическим годом, который состоит из дуг соответствующих отрезкам времени галактических весны, лета, осени и зимы (Павлов, Филиппов, 2003). На отрезке дуги, названной «зимой», когда наша система находится на наибольшем дальнем расстоянии от галактического ядра, на Земле (развивающейся только в зависимости от внутренних физико-химических факторов) происходят процессы планетарного расширения, диастрофизм затухает, как и магматизм с метаморфизмом. Когда же солнечная система подходит к отрезку дуги, названной «весной» (солнечная система находится на наиболее близком расстоянии от ядра Галактики, на Землю действуют не только внутренние физико-химические факторы, к ним добавляется влияние Солнца), происходит общее, планетарное сжатие, вызывая интенсивные складчатые движения, т. е. диастрофизмы (Павлов, Филиппов, 2003). В это время на Солнце происходит процесс внезапного перемешивания солнечных недр (Шкловский, 1977). Следует заметить, что о существовании процесса внезапного перемешивания солнечных недр предположил Фаулер (1972), чтобы объяснить отрицательный опыт Дэвиса по обнаружению солнечных нейтрино. Также эта гипотеза рассматривалась японским теоретиком Сакураи, а также Эзером и Камероном. Причиной внезапного перемешивания солнечных недр может быть постепенное накопление некоторой «неустойчивости», которая, дойдя до определенного предела, как бы «сбрасывается». Например, эта причина может быть связана с циркуляцией вещества солнечных недр в меридиональном направлении, которая будет как бы «транспортировать» вращательный момент Солнца от его периферических слоев к центру. В результате центральные области Солнца начнут вращаться значительно быстрее, чем периферия. Такая ситуация должна приводить к неустойчивости, которая будет «сбрасываться» перемешиванием и после того как накопившаяся неустойчивость будет «сброшена», она опять начнет накапливаться, так как «меридианная» циркуляция в солнечных недрах будет продолжаться (Шкловский, 1977). То есть этот процесс будет повторяться периодически. Во время этого «сбрасывания» температура солнечных недр становится ниже «нормальной». Во время перемешивания солнечных недр температура поверхности Солнца не изменяется, его светимость, то есть поток фотонного излучения, значительно уменьшается. В связи с этими процессами температура на Земле «резко» падает, вызывая глобальные оледенения, которые, также как и «сбрасывание», повторяются периодически.

Что же касается докембрийских оледенений, то их происхождение во время спокойного (без диастрофизма) периода можно объяснить разными путями: 1) в то время планета не обладала сколь либо значимой атмосферой, которая могла бы удерживать тепло и во время галактической «зимы» на ней происходили глобальные процессы оледенений; 2) возможно геохронологическая шкала Салопа является неточной.

Таким образом, в результате анализа периодически развивавшихся геосинклинальных циклов и периодов оледенений, можно сделать вывод, что эти важнейшие геологические явления на Земле развивались под влиянием астрофизических законов.

Литература

1. Алиев М.М. Проблемы палеонтологии и стратиграфии. – М., 1988.
2. Васильев Ю.М. Общая и историческая геология. – М., 1977.
3. Гурский Б. Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. – М., 1979.
4. Павлов А.Г., Филиппов В.Р. Еще раз о происхождении Земли // Отечественная геология. – 2003. – С. 71.
5. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – М., 1982.
6. Шкловский И.С. Звезды, их рождение, жизнь и смерть. – М.: Наука, 1977. – 142 с.

СТРОЕНИЕ И ЦИКЛИЧНОСТЬ АТДАБАНСКИХ КАРБОНАТНЫХ БИОХЕМОЛИТОВ (УРИНСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

М.Н. Васильева

Научный руководитель доцент В.П. Семенов

Горно-геологический институт Якутского государственного университета, г. Якутск, Россия

Отличительной чертой строения лимпейской свиты раннего кембрия (атдабанский ярус) является контрастно выраженная седиментационная цикличность. Литологически изученные разрезы свиты вскрываются в крыльях

Мачинской синклинали, осложняющей северо-восточную оконечность Уринского поднятия, сопряженного по тектонической разлому с Березовской впадиной Сибирского кратона.

Свита сложена весьма выдержанным, непрерывным чередованием строматолитовых или онколитовых слабо битуминозных известняков и микритовых доломитов (строматолитовых, онколитовых, микрофилитовых), включающих редкие прослои красноцветных мергелей.

В карбонатных породах почти повсеместно развиты многочисленные и морфологически разнообразные биогенные постройки. В основном это небольшие по размерам скопления-массивы, высотой не более 1,5-2,0 м, реже, в разной степени изолированные, простые тела (мелкие калиптры, обособленные биогермы). Преобладающая форма биогермов монолофоидная, уплощенно-округлая, караваеобразная, дисковидная, иногда послойно-линзовидная (биостромы). В онколитовых доломитах чаще встречаются типично дилофоидные калиптры и биогермы. Парные доломито-известняковые сочетания образуют закономерные породные ассоциации - элементарные циклиты, многократно повторяющиеся в стратиграфическом срезе лимпейской свиты. Рассматривается генерализованная схема строения модалных циклитов. Их внутренняя двухчленная структура и карбонатный состав регионально выдержан по разрезу и латерали. Мощность элементарных циклитов варьирует от 2,0 до 4,0 м, единичные достигают 6,5-13,0 м, а наиболее мелкие не превышают 0,5-1,0 м.

Первый - нижний элемент модалного циклита представлен существенно мелкозернистыми, в различной степени катагенетически перекристаллизованными, биогермными строматолитовыми, реже онколитовыми известняками, лишенными примеси терригенного материала. Характерны рассеянные включения диагенетических кремнистых конкреций и редкие находки мелких трилобитов и одиночных археоциатовых кубков. Текстура пород массивная, редко брекчиевидная, наблюдаются следы биотурбации. Генетический тип отложений - биохимические доломитово-известняковые осадки мелководного солонотовато-морского аридного бассейна в сочетании с биогермно-отмельными условиями.

Второй - верхний элемент циклитов, сложен фоновыми желтовато-светло-серыми микритовыми доломитами, нередко строматолитовыми, желваково-онколитовыми и микрофилитовыми. Обычно породы содержат примесь тонкопелитового материала, определяющего присутствие глинистых, иногда красноцветных мергелистых разностей. Текстурированный набор в породах более разнообразный: преимущественно тонкогоризонтальная слоистость, реже мелкая косоволнистая, знаки ряби, трещины усыхания, биотурбация, единичные подводно-оползневые деформации. Генетический тип отложений - биохимические доломитовые осадки солонотовой лагуны в генетическом сочетании с отмельными, периодически осушаемыми, биогермными обстановками.

В отдельных слоях проявляется и прослеживается отчетливо выраженная климатическая биоцикличность («биобумы»), представленная тонким ритмичным чередованием биостромно-строматолитовых популяций и калиптро-онкоидных форм. Выделенные циклиты имеют пульсационно-дискретное, чаще асимметричное и характерное рециклитное строение, с векторным трендом нарастания мелководных лагунных режимов на фоне общего понижения эвстатического уровня седиментационного бассейна.

Проводится сравнительная характеристика изученных разрезов с типично платформенным разрезом смежного Березовского прогиба, где по данным глубокого бурения (Инныхская структура) вскрывается синхронная регрессивно-циклическая сугубо доломит-галогенная толща. В заключении мотивируется возможная тектоно-климатическая и седиментационная природа цикличности карбонатных биохемолитов.

Особенности внутреннего строения и устойчивая цикличность изученных разрезов лимпейской свиты свидетельствуют о широком проявлении в атдабанское время цикличного, регрессивно-повторяющегося (по Дж. Уилсону) биохимического осадконакопления в пределах внутриконтинентальных аридных бассейнов, тектонически приуроченных к пострифтогенным структурам термального прогибания.

РУГОЗЫ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ (РАННЕЖИВЕТСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛАНА САЛАИРА

Е.А. Галочкина, Е.А. Ивасенко

**Научный руководитель доцент Н.В. Гумерова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия**

В пределах Алтае-Саянской складчатой области отложения раннего живета найдены только на территории Салаира, что, по-видимому, объясняется региональной регрессией, происшедшей в это время на её территории. Ископаемая фауна этих отложений, выделенных в качестве керлегешского и сафоновского горизонтов, представлена брахиоподами, остракодами, кораллами ругозами, трилобитами и мшанками. В прошлом она изучалась и описывалась М.А. Ржонсницкой (1952, 1968), Э.З. Бульванкер, (1958), В.А. Иванией (1965) и Е.А. Ёлкиным (1968). В ходе полевых исследований 2000-2003 годов, организованных бризоологической лабораторией Кузбасской педагогической академии, доцент ИГНД ТПУ Гумерова Н.В., были впервые исследованы два новых разреза этих отложений (Прокопьевский и Бачатский). Описания этих разрезов опубликованы в сборнике статей «Природа и экономика Кузбасса» в 2004 г. Комплексы ругоз Бачатского и Прокопьевского разрезов, отобранные Гумеровой Н.В., были детально изучены и монографически описаны нами под её руководством.

Разрез Прокопьевский расположен на западной окраине города в левобережье ручья Егос в 300 м к северо-востоку от моста. Изученные отложения вскрыты двумя небольшими карьерами. Простираение пластов на изученном участке близко к меридиональному, падение практически вертикальное. На детальной геологической карте масштаба 1:50000 эти отложения отнесены к керлегешскому горизонту, но, судя по результатам изучения фауны брахиопод и ругоз, их правоммерно отнести к сафоновскому горизонту.

1. Синевато-серые плитчатые известняки с тонкой горизонтальной слоистостью содержат незначительную примесь терригенного материала. Из фауны встречаются мелкие брахиоподы, гастроподы, мшанки зубы и чешуя рыб и ругозы *Gryporhyllum gracile* Wedekind и *Dialythyphyllum annulatum* (Peetz).

2. Глинисто-алевритистые известняки с прослоями слабоглинистых известняков, аналогичных породам предыдущего интервала в соотношении – 3:1. Из фауны преобладают мшанки, брахиоподы, криноидеи, остракоды.

3. Массивные известняки сильно раздробленные и перекристаллизованные.

4. Серые тонкоплитчатые известняки. В составе органических остатков – раковины брахиопод и двустворчатых моллюсков; кроме того, гониатиты, табуляты, криноидеи, мшанки. Из брахиопод Гутак Я.М. определил вид *Indospirifer pseudowilliamsi* Rzonnickaja.

5. Чередующиеся прослои серых известняков и сильно рассланцованных алевролитов мощностью до 10-15 см. Фауна представлена брахиоподами и мшанками.

6. Серые толстоплитчатые известняки с остатками брахиопод, криноидей, табулят и мшанок. Из ругоз определены *Megaphyllum pashiense* Soshkina, *Heliophyllum aiense* Soshkina, *Grypophyllum gracile* Wedekind, *Calceola sandalina* Lamark.

7. Темно-серые тонкоплитчатые известняки с остатками табулят и мшанок.

8. Темно-серые плитчатые известняки с прослоями алевролитов, в которых ветвистые и массивные колонии ругоз образуют небольшие биогермы. Определены *Marisastrum lazutkini* Bulvanker, *Megaphyllum pashiense* Soshkina, *Neostrophophyllum* sp.

9. Чередующиеся прослои серых толстоплитчатых глинистых и алевритистых известняков и зеленовато-серых рассланцованных алевролитов с остатками табулят, мшанок, трилобитов и двустворчатых моллюсков.

10. Буровато-серые алевролиты, сменяющиеся вверх по разрезу зеленовато-бурными грубозернистыми песчаниками.

Из брахиопод Гутак Я.М. определил вид *Indospirifer pseudowilliamsi* Rzonnickaja, который является руководящей формой сафоновского горизонта. Авторами доклада в ходе исследования были определены следующие виды ругоз: *Dialytophyllum annulatum* (Peetz), *Heliophyllum aiense* Soshkina, *Grypophyllum gracile* Wedekind, *Calceola sandalina* Lamark, *Marisastrum lazutkini* Bulvanker, *Megaphyllum pashiense* Soshkina, *Neostrophophyllum* sp. Формы *Dialytophyllum annulatum* (Peetz) и *Heliophyllum aiense* Soshkina являются зональными видами сафоновского горизонта. *Grypophyllum gracile* Wedekind и *Calceola sandalina* Lamark встречаются в более низких горизонтах. Первая форма является транзитной: она распространена на территории Алтае-Саянской области начиная с салаиркинского горизонта эмского возраста и кончая раннеживетским сафоновским горизонтом. Вторая форма характерна для верхнешандинского горизонта позднего эмса. С другой стороны вид *Marisastrum lazutkini* Bulvanker известен из вассинских слоев раннефранского возраста. Вид *Megaphyllum pashiense* Soshkina, а также род *Neostrophophyllum*, который не удалось определить до вида, встречаются в живетских и франских отложениях Урала, Салаира и Кузбасса. В целом, мы считаем возможным, отнести изученный комплекс к сафоновскому горизонту.

Бачатский разрез вскрывается в правобережье реки Большие Бачаты против деревни Мамонтово на холме. Элементы залегающие пород: простирание 310, падение близко к вертикальному.

Серые мелкозернистые песчаники.

Задернованный интервал.

Темно-серые известняки с остатками табулят, криноидей, гелиолитид, строматопорат, брахиопод и мшанок.

Задернованный интервал.

Серые тонкоплитчатые известняки, содержащие остатки брахиопод, ругоз, мшанок. Из ругоз нами определены *Grypophyllum gracile* Wedekind, *Calceola sandalina* Lamark, *Peneckiella* sp. Из брахиопод Ярослав Михайлович Гутак определил вид *Indospirifer pseudowilliamsi* Rzonnickaja.

Задернованный интервал.

Зеленовато-буроватые грубозернистые песчаники с примесью гравийного материала.

Из ругоз нами определены только *Grypophyllum gracile* Wedekind, *Calceola sandalina* Lamark и *Peneckiella* sp. Последнюю форму не удалось определить до вида, но род *Peneckiella* Soshkina распространен в живетских и преимущественно во франских отложениях Урала, Кузбасса и Салаира. Из-за отсутствия в Бачатском разрезе зональных видов ругоз сафоновского горизонта, принадлежность этих отложений к нему обосновывается по присутствию брахиопод вида *Indospirifer pseudowilliamsi* Rzonnickaja. Комплекс изученных ругоз позволяет сделать вывод только о раннеживетском возрасте этих отложений.

Описание видов ругоз:

Отряд *Cystiphyllida*

Семейство *Digonophyllidae*

Род *Dialytophyllum* Amanshauser in Wedekind

Dialytophyllum annulatum (Peetz)

Табл. 1, рис. 1 а, б

Материал. 3 экземпляра, из которых изготовлено 6 шлифов.

Диагноз. Одиночный цилиндрический коралл с ясными помолодениями по всей длине. При диаметре 15 мм насчитывается от 54 до 60 септ двух порядков. Септы клиновидно утолщены к периферии и каринированы по всей длине. Большие септы почти доходят до центра коралла, малые составляют 2/3 длины больших. Днища расщепленные, пузыреобразные, на 5 мм приходится 7 днищ. Диссипименты лонсдалеодидные, составляют 2 ряда.

Распространение и возраст. Керлегешские и сафоновские слои Кузбасса и Салаира раннего живета.

Отряд *Kodonophyllida*

Семейство *Heliophyllidae* Nicholson

Род *Heliophyllum* Hall

Heliophyllum aiense Soshkina

Табл. 1, рис. 5.

Материал. 3 экземпляра, из которых изготовлено 10 шлифов.

Диагноз. Одиночный цилиндрический коралл. Диаметр взрослых особей варьирует от 20 до 24 мм. Насчитывается 60-62 септ двух порядков, утолщенных и каринированных в периферической зоне и тонких у центра. Септы 1-го порядка доходят до центра, септы 2-го порядка составляют 2/3 их длины. Днища широкие, расщепленные, частые: 10 днищ – на 5 мм. Диссипименты мелкие, вздутые, составляют 5-9 рядов.

Онтогенез. Размножение парасидальное. В таблице I на рисунке 4 представлен коралл, делящийся изнутри на 5 парасидальных почек.

Распространение и возраст. Верхнеживетские отложения Урала и Горного Алтая, мазаловско-китатский горизонт. В Кузбассе встречается в сафоновских слоях.

Семейство Stringophyllidae Wedekind

Род Gyrrophyllum Wedekind

Gyrrophyllum gracile Wedekind

Табл. 1, рис. 4 а, б

Материал. Изучено 4 экземпляра, из которых изготовлено 15 шлифов.

Диагноз. Маленький одиночный коралл со средним диаметром 12 мм. Количество септ двух порядков 42. Септы тонкие, пластинчатые, утолщены к оси. Большие септы длинные, доходят до центра; малые – короткие, толстые, составляют 1/3-1/5 длины первых, могут вообще отсутствовать. Днища полные, горизонтальные занимают 1/3 от диаметра коралла. На 5 мм приходится 11 днищ. Крупные лонсдалеонидные диссипименты располагаются в 3-5 рядов.

Распространение и возраст. Вид описан в Германии, на Урале, в Алтае-Саянской области. Gyrrophyllum gracile Wedekind начинает появляться в салаиркинских слоях эмского возраста, переходит в шандинские, затем в эйфельский век в – мамонтовские; достаточно распространен в керлегешских и сафоновских слоях раннего живета.

Семейство Mucophyllidae Hill

Род Calceola Lamarck

Calceola sandalina Lamarck

Табл. 1, рис. 3 а, б

Материал. 2 экземпляра.

Таблица 1

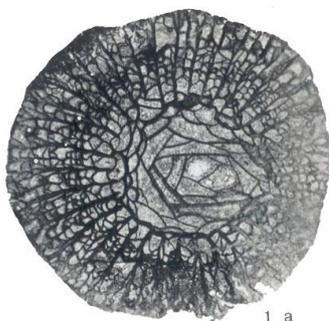


Рис. 1, а. *Diallythophyllum annulatum* (Peeetz) поперечный разрез

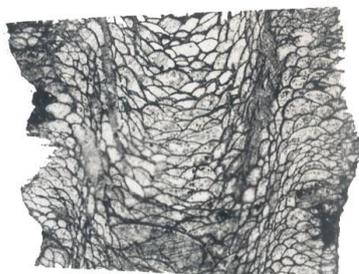


Рис. 1, б. *Diallythophyllum annulatum* (Peeetz) продольный разрез



Рис. 1, в. *Diallythophyllum annulatum* (Peeetz) внешний вид

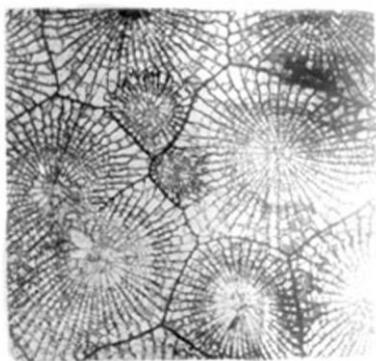


Рис. 2, а. *Marisastrum lazutkini* (Bulvanker) поперечный разрез

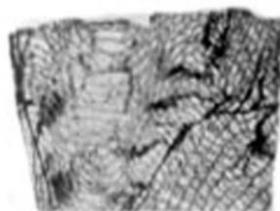


Рис. 2, б. *Marisastrum lazutkini* (Bulvanker) продольный разрез



Рис. 3, а. *Calceola sandalina* Lamarck внешний вид сбоку

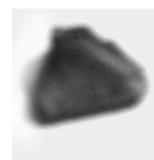
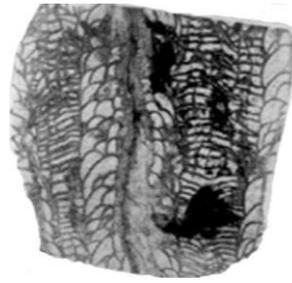


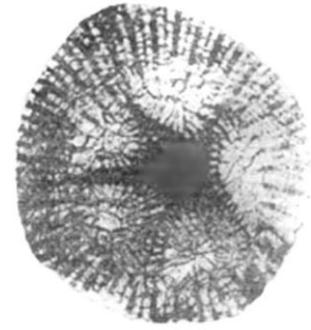
Рис. 3, б. *Calceola sandalina* Lamarck внешний вид сверху



**Рис. 4, а. *Gryporhyllum gracile*
Wedekind поперечный разрез**



**Рис. 4, б. *Gryporhyllum gracile*
Wedekind продольный разрез**



**Рис. 5 *Heliophyllum aïense*
Soshkina - поперечный разрез
(деление материнского
кораллита на 5 почек)**

Продолжение таблицы 1



**Рис. 6, а. *Disphyllum pashiense*
(Soshkina) поперечный разрез**



**Рис. 6, б. *Disphyllum pashiense*
(Soshkina) продольный разрез**

Диагноз. Одиночный туфлеобразный крышечный коралл. Чашка воронковидная. Одна сторона коралла уплощенная, другая выпуклая. Уплощенная сторона коралла приподнята вверх острием. Плотные расположенные септы сливаются между собой, так что границы между ними установить трудно. Днища горизонтальные редкие. Общие размеры коралла малы (до 15 мм). Диссипиментов нет.

Распространение и возраст. Средний девон Евразии и Северной Африки. В Алтае-Саянской области встречается начиная с шандинских слоев позднего эмса, кончая сафоновскими слоями раннего живета.

Отряд Columnariida Rominger
Семейство Marisastridae Rozkowska
Род Marisastrum Rozkowska
Marisastrum lazutkini (Bulvanker)
Табл. 1, рис. 2 а, б

Материал. Изучено 2 экземпляра, из которых изготовлено 7 шлифов.

Диагноз. Колония массивных кораллитов с диагональю 10 – 11 мм. Присутствуют септы двух порядков в количестве 32-40. Септы каринированы, тонкие на периферии к середине веретеновидно утолщены. Большие септы не доходят до центра. Малые составляют 2/3 длины больших. Днища горизонтальные, на 5 мм приходится от 11 до 15. Диссипименты кругонаклонные к оси, 3-5 рядов.

Распространение и возраст. Алтае-Саянская область, изылинские слои позднего живета и вассинские слои раннего франа.

Семейство Disphyllidae Hill
Род Disphyllum Fromentel
Disphyllum pashiense (Soshkina)
Табл. 1, рис. 6 а, б

Материал. Изучено 2 экземпляра, из которых изготовлено 6 шлифов.

Диагноз. Колония ветвистых кораллитов со средним диаметром 13 мм. Септы клиновидно утолщенные, двух порядков в количестве 48-52. Большие септы длинные, могут достигать оси. Малые септы составляют 1/2-1/3 длины больших. Днища горизонтальные, редкие (4 на 5 мм). Диссипименты мелкие, вздутые, составляют 2-3 ряда. *Распространение и возраст.* На Урале и Алтае-Саянской области эта форма распространена в живетских и франских отложениях. В Кузбассе она найдена в зарубинских, изылинских слоях позднего живета и вассинских слоях раннего франа.

Литература

1. Бульванкер Э.З. Девонские четырехлучевые кораллы окраин Кузнецкого бассейна. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1958. – 212 с.
2. Ёлкин Е.А. Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – 156 с.
3. Ивания В.А. Девонские кораллы *Rugosa* Саяно-Алтайской горной области. – Томск: Изд-во ТГУ, 1965. – 398 с.
4. Ивания В.А., Черепнина С.К. О зональном расчленении девона Западной Сибири по ругозам. – Томск: Изд-во ТГУ, 1979. – С. 28-40.
5. Протокол заседания девонской подсекции СибРМСК от 23 января 1996 года. – Новосибирск, 1996.
6. Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. – Т. 1. – Стратиграфия. – Л.: Наука, 1968. – 287 с.
7. Удодов Ю.В., Мезенцева О.П., Гумерова Н.В., Толоконникова З.А. Трепостомиды эйфельско-нижнеживетских отложений восточного макросклона Салаира. // *Природа и экономика Кузбасса. Региональный сборник научных статей.* – Новокузнецк: Изд-во КузГПА, 2004. – Т. 1. – С. 35-49.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУНТАРСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Е.П. Дмитриев

Научный руководитель профессор В.И. Жижин

Якутский государственный университет имени М.К. Аммосова, г. Якутск, Якутия

Южно-Верхоянский синклинорий расположен в Восточной Якутии. В настоящее время он представляет собой обширную горную область, входящую в состав Верхоянского хребта. Территория богата месторождениями полезных ископаемых и представляет интерес для исследователей.

Объект исследований находится в центральной части Южно-Верхоянского синклинория. Формирование современного облика структуры связано с дифференцированными новейшими поднятиями неоген-четвертичного времени и обновлением систем разрывных нарушений, включая и глубинные разломы. Одной из активных систем разломов данного периода является Сунтарская система северо-восточного простирания, контролирующая ряд месторождений золота, олова, полиметаллических руд и т.п. Благодаря исследованиям на учебном геологическом полигоне геологоразведочного факультета Якутского госуниверситета, расположенном в данном районе, получены новые материалы по морфоструктурному анализу Кюрбеляхского и Сеторымского разломов. Составлены схемы новейших деформаций, определены типы и амплитуды смещений.

На основе морфоструктурного анализа выделены неотектонические блоки по следующим геоморфологическим и геологическим признакам: а) ступенчатому сочетанию субгоризонтальных площадей, частично разрушенных в процессе поверхностной эрозии, расположенных на различных гипсометрических уровнях; б) одновыслтности более или менее горизонтальных поверхностей в пределах каждой ступени.

В молодых горных областях формы рельефа, обусловленные тектоническими процессами, обычно не полностью разрушены эрозией. Во многих случаях можно проследить расположение отдельных рельефообразующих тектонических нарушений – разломов. Они определяются по резким превышениям одних участков над другими, крутизной разделяющих их уступов, их значительной протяженностью, линейной формой - линеаментами.

Основным геоморфологическим репером послужила поверхность регионального выравнивания типа "пенеплена", сформировавшаяся на данной территории в мел-палеогеновое время. По мнению большинства исследователей, он имеет абсолютную высоту около 400 м. Выделенные основные рельефообразующие разломы данной территории, Кюрбеляхский и Сеторымский, относятся к Сунтарской системе разломов.

Анализом и картированием реликтов поверхности выравнивания, их гипсометрии, очертаний и формы устанавливаются многообразные зоны вдоль данных разломов с различной амплитудой поднятий. Выделяемые неотектонические блоки рельефа разграничиваются по следующим геоморфологическим признакам: по подножиям прямолинейных склонов, последовательности расположения спрямленных участков речных долин, перегибу склонов, денудационно-тектоническим уступам, отделяющим более высокие ступени рельефа от нижележащих, уступам, отделяющим более высокие ступени рельефа от нижележащих, уступам, отделяющим аккумулятивные части впадин от денудационных.

Исследованные и реконструированные по морфоструктурному анализу неотектонические блоки рельефа между разломами Сунтарской системы имеют следующие характерные черты:

- им свойственны различная сохранность в современном рельефе, ступенчатость или ярусность;
- амплитуда уступов по вертикали изменяется от десятков метров до 500 метров; общее воздымание составляет около 2000 м;

Перемещения необлоков происходили по рельефообразующим разломам Сунтарской системы. По соотношению в пространстве необлоков установлен характер перемещений, а также последовательность проявления во времени, что отображено на предлагаемой карте.

ПАМЯТНИК ПРИРОДЫ «ЛАГЕРНЫЙ САД» - УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ

А.П. Иванова

Научный руководитель доцент С.С. Гудымович
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Правый борт долины реки Томи под Лагерным Садам числится в кадастре памятников природы Томской области под одним из первых номеров. Его уникальность как геологического объекта состоит в следующем.

1. Это самый северный в Западной Сибири (если не считать нескольких единичных трудно доступных выходов, находящихся к северо-востоку от Томска) выход на поверхность древних скальных горных пород.

2. Это единственное в Западной Сибири место, где в одном обнажении на южном склоне утеса «Боец» видно принципиальное строение такой глобальной геотектонической структуры как платформа, в данном случае Западно-Сибирской эпигерцинской, с ее классически выраженными структурными этажами – фундаментом и чехлом. Фундамент сложен глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками лагерьносадской (C_{1lg}) и басандайской (C_{1bs}) свит раннекаменноугольного возраста, смятыми в герцинский цикл тектогенеза в напряженные складки северо-северо-восточного простирания и прорванными дайками долерита, чехол – горизонтально залегающими песчано-глинистыми отложениями новомихайловской (P_{3nm}), чистыми стекольными кварцевыми песками лагерьнотомской (P_{3lg}) свит олигоцена, русловыми грубообломочными отложениями кочковской свиты (Q_{ekc}).

3. Это единственное место в Западной Сибири, где идеально видна кора глубокого химического выветривания мел-олигоценевого возраста, сложенная белыми каолиновыми глинами. Севернее Томска эта кора уходит на глубину, а южнее она смыта.

4. В качестве других особенностей, повышающих уникальность данного объекта, можно указать на наличие нескольких точек палеонтологических остатков, золотоносные кварцевые жилы, а также классически выраженное проявление таких инженерно-геологических процессов, как суффозия и оползни, действие которых привело к оригинальному ступенчатому строению коренного склона долины р. Томи. Наконец, русло р. Томи под Лагерным Садам и выше по ее течению – единственное месторождение строительной гравийно-галечной смеси для Томской, Новосибирской и восточной части Тюменской областей.

5. Обнажения под Лагерным Садам являются одними из основных объектов при проведении геологических практик для студентов ТПУ, ТГУ.

6. Геологический памятник расположен в черте города и легко доступен. Предлагается включить данный объект в список главных достопримечательностей г. Томска и показывать его во время туристических экскурсий.

20 лет тому назад, до начала работ по укреплению берега, территория геологического памятника со всеми особенностями его строения охватывала весь правый борт долины р. Томи от Лагерного Сада до Верхней водокачки. В настоящее время границы памятника, в пределах которых его необходимо сохранить, определяются двумя факторами: границами площади, уже охваченной работами по укреплению берега, где полностью уничтожен естественный ландшафт, и расположением еще сохранившихся в естественном виде геологических объектов (рис. 1).

Верхнюю северную границу геологического памятника следует провести от юго-западной оконечности



Рис.1. План расположения и некоторые объекты геологического памятника природы «Лагерный Сад»

Лагерного Сада в восточном направлении по бровке склона долины до вершины утеса «Боец». В этом интервале граница является естественной. Далее к

востоку северная граница следует по заасфальтированной дороге, проложенной в верхней части склона, и является и искусственной, и естественной. Выше дороги склон полностью обустроен, выположен, выровнен и выложен дерном. Нижняя часть склона так же частично затронута работами, срезана на мысах и засыпана привозной гравийно-галечной смесью, но продолжает подвергаться разрушению естественными процессами: пятащейся и донной эрозией небольших овражков, суффозионным обрушением и оползанием обрушившихся обводненных масс.

Восточная граница не имеет четкой привязки к местности. Она проходит восточнее на 25 м от западной бетонной лестницы по азимуту 170⁰. В любом случае она должна пройти восточнее самого восточного из сохранившихся коренных выходов каменноугольных пород.

Западная граница площади памятника фактически является границей соприкосновения с территорией водонасосной и очистной станции.

Южной границей памятника до начала работ была береговая линия. В настоящее время большая часть бывшей прирусловой отмели в пределах геологического памятника засыпана привозной гравийно-галечной смесью, в восточной части обустроена бетонной набережной, а на большей остальной части оконтурена дамбой из бетонных блоков. Естественные коренные выходы горных пород сохранились только в нижней части склона долины, а на прирусловой отмели – только в западной ее части на площади, прилегающей к утесу «Боец».

В общей сложности длина северной и южной границ составляет примерно по 500 метров, а ширина до 100 м. Таким образом, площадь геологического памятника «Лагерный Сад» составляет около 5 га.

Для сохранения геологического памятника природы «Лагерный Сад» и подтверждения его статуса как особо ценного объекта необходимо осуществить следующие мероприятия.

1. Немедленно прекратить все дальнейшие работы по обустройству берега в пределах территории геологического памятника. Возобновлять работы можно локально, в конкретных случаях с конкретной целью. Например, для укрепления некоторых участков дороги, по которой проходит северная граница объекта.

Особо важно не допустить засыпки гравийно-галечной смесью коренных выходов на прирусловой отмели у утеса «Боец». Для предохранения их от возможного занесения гравием и галькой во время паводков необходимо поставить дамбу по меридиональному отрезку южной границы или перенести сюда западный меридиональный отрезок уже имеющейся дамбы.

2. Обозначить на местности территорию памятника столбами с соответствующими надписями.

3. Составить детальную (масштаба 1:1000 – 1:500) геологическую карту территории памятника и образное популярное его описание, сопроводив его схемами, рисунками, фотографиями.

4. На базе этого описания продумать и составить схему демонстрации объекта во время экскурсий, выбрать и оборудовать наиболее эффектные точки обзора объекта. В частности, желательно построить легкую (сварную железную) лестницу от северной границы до подножия склона сразу восточнее суффозионного цирка и смотровую площадку для обзора последнего. Зачистить с помощью легких земляных работ с целью вскрытия пород чехла верхнюю часть утеса «Боец» и стенки суффозионного цирка и закрепить их для предотвращения дальнейшего осыпания и зарастания.

5. Очистить территорию памятника от строительного мусора – убрать разбросанные плиты, привести в порядок или убрать совсем нарушенные паводками ряды плит. С помощью школьников из ближайших школ (32 школа, 1 гимназия, 1 школа) было бы неплохо под экологическим флагом и по линии природоведения, закрепив объект за какой-нибудь из школ, очистить территорию от бытового мусора и повторять эту операцию ежегодно весной после паводка и в сентябре.

6. Все работы, требующие применения техники и материальных затрат, можно решением соответствующих органов включить в качестве дополнительных в титульный список работ по обустройству берега и обязать выполнять их организациям, занимающимся этим обустройством.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ШЛИХОВ ЗОЛОТОНОСНОЙ РОССЫПИ РЕЧКИ ИЗЕКИЮЛ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ) Р.И. Изотов

**Научные руководители доцент Б.Д. Васильев, инженер Н.Н. Мартынова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия**

Золотоносная россыпь речки Изекиюл в районе Спасского золото-шеелитового месторождения разведывалась бульдозерной траншеей, из которой были отобраны валовые бороздовые и лунковые шлиховые пробы. Мною изучался вещественный состав шлиховых проб, в том числе кристалломорфология хорошо ограненных минералов (пирита, граната, циркона).

В геологическом строении бассейна речки Изекиюл принимают участие коммунаровская свита метабазальтов раннего рифея и полуденная свита среднего рифея, терригенно-карбонатная с туфами кислого состава. Интрузивные образования района представлены двумя комплексами. Кульбюрстюгский комплекс позднего рифея в форме силлов, даек и штоков слагается зеленокаменными габбро-диоритами и габбро-долеритами. Более молодой среднекембрийский когтахский комплекс двухфазный: I фаза – габбро-диоритовая, II фаза – монцонитовая. Цепочка мелких штоков габброидов когтахского комплекса подчинена складчатой структуре салаирид, имеет северо-восточное простирание.

Золотое оруденение в районе представлено несколькими типами. К высокотемпературному относится Кузнецовское золото-кварцевое месторождение коммунаровского малосульфидного типа с золото-кварц-актинолитовой ассоциацией. К среднетемпературному относится Спасское золото-шеелитовое месторождение. Мощные кварцевые жилы и линзы в зонах расланцевания характеризуются полисульфидной ассоциацией в составе галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, блеклых руд с золотом и шеелитом. Низкотемпературной является минерализация Широкой зоны расланцевания, расположенная севернее Спасского месторождения. Рудная минерализация представлена антимонитом, реальгаром, аурипигментом, киноварью.

В шлиховой ассоциации золотоносной россыпи речки Изекиул, кроме золота и шеелита, выявлены следующие минералы (в порядке убывания): магнетит, группа граната, группа эпидота, гематит, ильменит, диопсид, псевдоморфозы лимонита по пириту, пирит, хромит, циркон бесцветный и бурый (циртолит), халькопирит, киноварь, реальгар, анатаз, рутил и тантало-ниобаты (табл. 1).

Золото (рис. 1) в пробах ярко-желтое с шероховатой поверхностью и пленками гидроокислов железа, придающих ему красноватый оттенок. Преобладают дендритовые выделения в виде веточек и цепочек. Золотинки окатанные, изометричные, объемные. Отмечены сростки золота с кварцем и анкеритом. В одной из валовых проб (№ 855) найдены два зерна бледно-желтого золота с относительно низкой пробностью, возможно, поступившие в россыпь из Широтной зоны расланцевания.

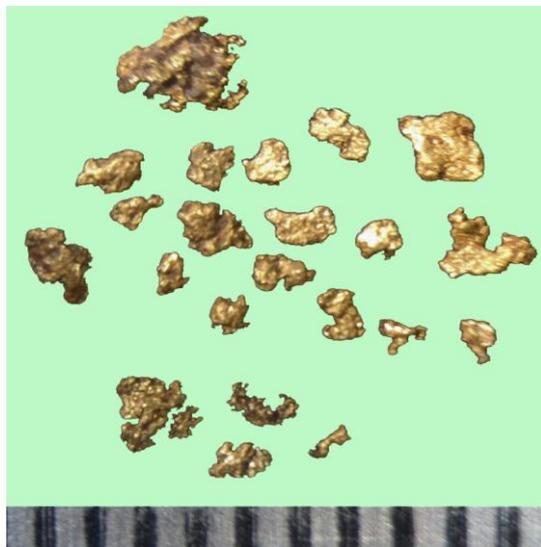


Рис. 1. Формы золотин

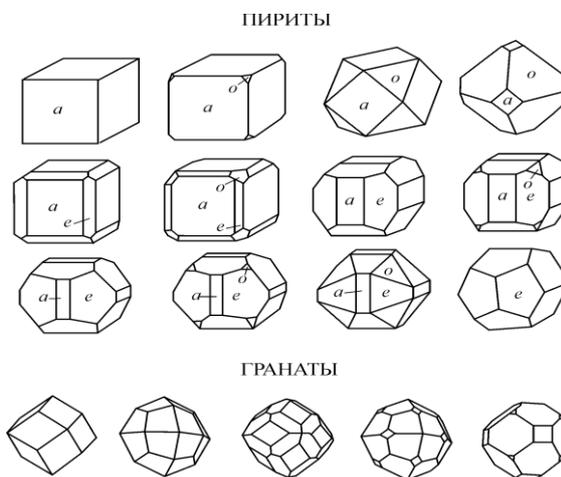


Рис. 2. Формы кристаллов пирита и граната

Г
раната
во
всех
проба
х
много
и он
состав
ляет
значит
ельну
ю
часть
шлихо
в. По
распро
стране
нию
на
второ
м
месте
после

магнетита (от 3,3 г/м³ до 42 г/м³), преобладают желтовато-зеленые и светло-коричневые, реже светло-красные гранаты андрадит-гроссулярового ряда. Часть кристаллов граната с включениями магнетита в виде тонкой сыпи. Отмечаются кристаллы граната, имеющие зональное строение. По кристалломорфологии выделено пять типов различных комбинаций ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдра (рис. 2).

Таблица 1

Состав шлихов речки Изекиул (в г/м³)

№ пробы	Объем пробы	Золото		Пирит	Магнетит	Гематит	Ильменит	Хромит	Шеелит	Гр. граната	Гр. эпидота	Псевдоморфозы л/п	Циркон (циртолит)	Лейкоксен
		мг	мг/м ³											
Валовые пробы														
854	2,5	100	40	0,01	32,0	0,3	0,03	0,01	0,06	4,2	2,5	2,1	0,01	0,01
855	0,4	25	62	0,01	100,0	6,2	0,4	0,01	0,2	42,0	23,0	4,0	+	+
856	1,6	80	50	0,01	80,0	1,8	0,01	0,01	0,1	18,0	6,0	6,0	0,01	0,01
857	1,6	26	16	0,01	35,0	0,6	0,01	0,01	0,05	15,4	2,7	6,5	0,01	+
Лунковые пробы (среднее содержание по 5 пробам)														
858-862	0,064 (102 кг)	2,4	38	0,01	20,6	1,5	+	0,01	0,03	5,6	3,1	2,8	+	+
Бороздовые пробы (среднее содержание по 16 пробам)														
863-878	0,1 (160 кг)	3,4	34	+	72,0	4,7	0,06	0,01	0,16	25,0	16,7	14,0	0,01	+
Среднее по траншее		39,4	40	0,01	56,6	2,5	0,08	0,01	0,1	18,4	9,0	6,0	0,01	+

Группа эпидота широко представлена во всех шлихах. Отмечены: эпидот, цоизит, клиноцоизит. Содержание их колеблется от 2,6 г/м³ до 23 г/м³.

Гематит содержится в шлихах от 0,3 до 6,2 г/м³, отмечен в виде крупных (до 3 мм) хорошо окатанных зерен и слабо окатанных обломков кристаллов железо-черного цвета с металлическим блеском и чешуйчатых пластинок вишнево-красного цвета, а также в виде мартита.

Хромит в хорошо сохранившихся кристаллах октаэдрического габитуса с гладкими блестящими гранями присутствует во всех пробах с содержанием 0,01 г/м³.

Циркон бесцветный, бледно-розовый и бурый (циртолит) содержится во всех пробах не более 0,01 г/м³.

Тантало-ниобаты присутствуют в 50% проб в единичных знаках.
Пирит и псевдоморфозы лимонита по пириту присутствуют в количестве до 14 г/м³. Отмечены многочисленные комбинации куба, пентагондодекаэдра и октаэдра (рис. 2), что характеризует широкий диапазон температур отложения пирита.

Шеелит (до 0,2 г/м³) в бесцветных сахаровидных зернах, либо желтовато-коричневый, люминесцирует в ярко-голубых и бледно-голубых тонах.

Выводы.

1. Источником шлихового золота речки Изекиюл являются кварцевые жилы Спасского золото-шеелитового месторождения (золото-шеелитовая ассоциация) и Широкой зоны расланцевания (реальгар-киноварная ассоциация).

2. Высокие содержания в шлихах магнетита (до 100 г/м³) и граната (до 42 г/м³) свидетельствуют о наличии в бассейне речки Изекиюл магнетит-гранатовых скарнов, которые могут быть одним из источников шеелита и золота.

Работа выполнена при поддержке гранта 2.27.2005 Рособразования РФ.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ ПРИСДВИГОВЫХ ВПАДИН

Е.И. Когут, К.А. Гамаюнова

Научный руководитель профессор К.Ж. Семинский

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

Крупные сдвиги характеризуются наличием широкой зоны структурообразования, в пределах которой, кроме собственно сдвиговых обстановок, присутствуют участки сжатия и растяжения земной коры. Последние представляют присдвиговые впадины, являвшиеся ввиду их существенных размеров и важной роли в развитии разломных зон объектом данного исследования. Впадины образуются на участках сочленения крупных сдвигов 2-го порядка даже в том случае, когда инициирующий сместитель (находящийся в фундаменте) прямолинеен. Целью проведенной работы было изучить закономерности формирования внутренней структуры присдвиговых впадин, формирующихся над сместителем изогнутой формы, что соответствует более распространенной природной ситуации и усиливает обстановку локального растяжения в разломной зоне.

Специфика поставленной задачи обусловила выбор физического моделирования в качестве главного метода исследования, который обычно используется в тектонофизике с целью выявления механизма формирования структурных элементов, образующихся в течение несоизмеримо больших или малых по сравнению с человеческой жизнью отрезков времени. Главные принципы и техника проведения экспериментов по воспроизведению в лабораторных условиях крупных сдвиговых зон разработаны С.И. Шерманом с коллегами (Шерман и др., 1992) а для присдвиговых впадин – С.А. Борняковым (Шерман и др., 1983)

В ходе моделирования использовалась экспериментальная установка с изогнутой формой границы между штампами (рис.1), на которых формировалась модель (толщина – 50 мм) из влажной глины. Ее свойства в лабораторных условиях аналогичны свойствам земной коры, проявляющимся при крупномасштабном разломообразовании. Для моделирования данного типа характерны следующие множители подобия: линейный размер – 10⁶ (1 км – 1 мм), время 10¹¹ (1 млн. лет – 1 мин), вязкость 10¹⁷ (10²³ Па·с – 10⁶ Па·с) (Семинский, 2003). В результате перемещения подвижного штампа в горизонтальном направлении с постоянной скоростью (0,8 мм/мин) в модели формируется сдвиговая зона, внутренняя структура которой представлена разрывными и пластическими деформациями. В правой части – это известный парагенезис из складок и разрывов, а в левой – тот же парагенезис, дополненный структурными элементами, образовавшимися в обстановке существенного растяжения над изогнутой границей между штампами. Изучение специфики структурной эволюции сдвиговой зоны осуществлялось путем наблюдений за разрывами, а также посредством фиксирования векторов перемещений реперных точек, которые были нанесены на поверхность модели перед ее деформированием.

В развитии сдвиговой зоны отчетливо выделились пластическая, а также три известные ранее дизъюнктивные стадии (Семинский, 2003): ранняя, поздняя и стадия полного разрушения. Присдвиговая впадина (1-го порядка) заложилась над изгибом на ранней дизъюнктивной стадии и затем увеличивалась в размерах с усложнением внутренней структуры (рис.2). В ее строении сформировались впадины 2-го порядка (крупные трещины растяжения) и впадины 3-го порядка (мелкие трещины растяжения). На поздней дизъюнктивной стадии амплитуды вертикального перемещения бортов впадин 2-го порядка были соизмеримы с горизонтальными. Это связано со спецификой перемещений в отдельных участках модели, выявленной в ходе обработки данных по смещениям реперов.

Картины перемещений над прямолинейной (правая часть) и изогнутой (левая часть) границами между штампами существенно различны. В правой части большая часть зоны характеризуется известными ориентировками векторов (Ramsay, 1980), которые параллельны направлению движения штампа, а по величине постепенно увеличиваются в размерах от краев к центру. В то же время на приосевом участке были установлены аномальные траектории движений (см. реперные точки 1, 2, 3, 5, 6, 10, 11 на рис.2), свидетельствующие о частичном вращении материала при поступательных перемещениях. Поперечный размер подзоны их проявления составляет 21,4% от ширины

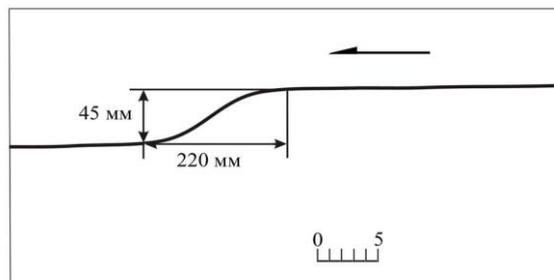


Рис.1. Форма границы между подвижным (стрелка – направление перемещения) и неподвижным штампами экспериментальной установки

всей зоны распространения разрывов, т.е. с учетом масштабных коэффициентов вполне значим для крупных природных сдвигов, что необходимо учитывать при интерпретации картин натуральных деформаций.

Изгиб границы штампа провоцирует существенное расширение подзоны аномальных деформаций, которая в левой части модели составляет 80% и представлена присдвиговой впадиной 1-го порядка (рис.2). Здесь выделяется три участка с различным характером перемещений. Несмотря на то, что участки 1 и 2 находятся в пассивном крыле, движение реперных точек в их пределах обусловлено влиянием активного (движущегося) крыла. Скорости перемещений здесь меньше (в 2-4 раза) по сравнению со скоростью перемещения штампа. На *первом участке* это обусловлено столкновением активного и пассивного крыльев, что приводит к интенсивному развитию присдвиговой впадины А (рис. 2). Внутри участка 1 развивается зона смятия, в пределах которой наблюдается складкообразование.

Второй участок - собственно присдвиговая впадина 1-го порядка - начал формироваться с заложения впадины Б 2-го порядка (рис.2), т.е. в момент появления разрыва растяжения. Ввиду отсутствия влияния смежных блоков, смещение на данном участке происходило под существенным углом к векторам перемещений, господствующим в сдвиговой зоне (рис.2). Изгиб границы подвижного штампа в левой части привел к заложению второй впадины 2-го порядка, которая вначале своего развития явилась своего рода зоной разгрузки напряжений первой впадины, что и привело к прекращению формирования последней. Это нашло отражение в форме и глубине впадины: так как влияние изгиба края штампа осуществлялось постоянно, разрыв растяжения существенно расширился и нарушил модель на всю толщину. Третий участок не отличается большой сложностью перемещений, но является областью проявления повышенных пластических деформаций, что снижает скорость движений, а также приводит к формированию рельефа. Тем не менее, перемещение точек в целом совпадает с доминирующими движениями в зоне, заданными направлением перемещения штампа.

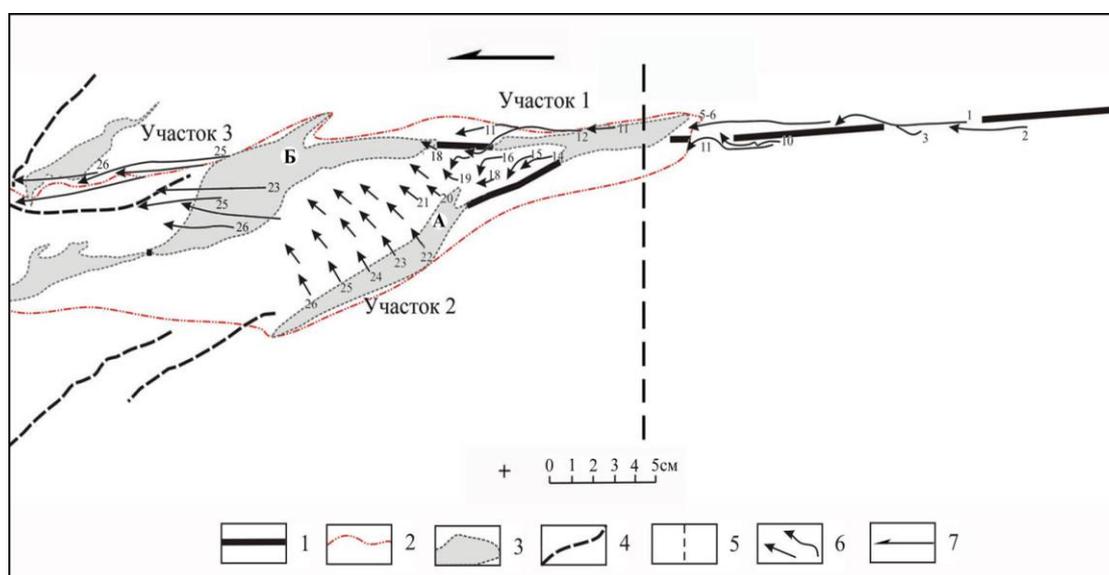


Рис.2. Распределение крупных разрывов, впадин и перемещений, имеющих место в модели, деформированной посредством горизонтального перемещения штампа с изогнутым краем: 1 – крупные сдвиги; 2 – контур впадины 1-го порядка; 3 – контуры впадин 2-го порядка; 4 – разрывы растяжения; 5 – граница правой и левой частей модели; 6 – векторы перемещений; 7 – направление движения активного крыла.

Результаты моделирования, проведенного с соблюдением критериев подобия, дают основание для перенесения ряда выявленных закономерностей на природные аналоги. Вблизи сместителя сдвиговой зоны, формирующейся над прямолинейным разломом в фундаменте, имеет место существенная по размерам осевая подзона проявления аномальных вращательных перемещений, что необходимо учитывать при интерпретации данных, например, спутниковой геодезии. Изгиб разлома в фундаменте приводит при соответствующем характере движений и размерах, соизмеримых с мощностью деформируемого слоя, к формированию впадины, ширина которой соизмерима с шириной всей сдвиговой зоны. Обстановка господствующего на данном участке растяжения отражается в существенных вертикальных движениях по краевым сбросам, которые в горизонтальной плоскости ориентированы почти поперек векторов сдвиговых перемещений, преобладающих в других частях зоны. Близкое сходство полученных в модели структур (разноранговых впадин и разрывов) с пространственным расположением впадин и крупных разломов Байкальской рифтовой зоны свидетельствует о справедливости выдвинутой ранее (Шерман, Леви, 1977) гипотезы ее формирования как структуры, развивающейся у изгиба границы Сибирского кратона при доминировании левосдвиговых перемещений. Зафиксированные в модели особенности развития разрывов и перемещений могут послужить основой более качественной интерпретации деформаций в пределах отдельных участков рифтовых зон, подобных Байкальской.

Литература

1. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. – 244 с.

2. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). - Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.
3. Шерман С.И., Семицкий К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. – Новосибирск: Наука, 1992. – 228 с.
4. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны. // Докл. АН СССР. – М., 1977. – т.233. №2. – С. 454-464.
5. Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // J. of Struct. Geology, 1980. V.2. №1/2. – P. 83-99.

К СТРОЕНИЮ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРОДА ТОМСКА

А.В. Кондратеня

Научный руководитель доцент С.С. Гудымович
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Первый и наиболее полный разрез рыхлых отложений под Лагерным садом по стенкам суффозионных цирков составил К.В. Радугин еще в 30-40-е годы прошлого столетия (Радугин, 1930-40). Он выделил (рис. 1, I) третичные и четвертичные отложения, разделив третичные на нижележащую глинистую толщу с лигнитом и вышележащую толщу горизонтально- и косослоистых чистых кварцевых песков, а четвертичные – на три серии (погребенная и наложенная террасы праТоми), каждая из которых начиналась с грубообломочных и грубокосослоистых русловых отложений и заканчивалась пойменными суглинками и глинами.

Позже, в последние десятилетия прошлого века в процессе работ по укреплению правого борта долины р. Томи практически все естественные обнажения под Лагерным Садом были уничтожены. Зато появилась возможность составить разрез рыхлых отложений по многочисленным скважинам (Отчет о..., 1990).

Сравнение разрезов, составленного К.В. Радугиным и в ТомскТИСИЗе (рис. 1, II), с одной стороны показывает их полное сходство, а с другой рождает вопросы.

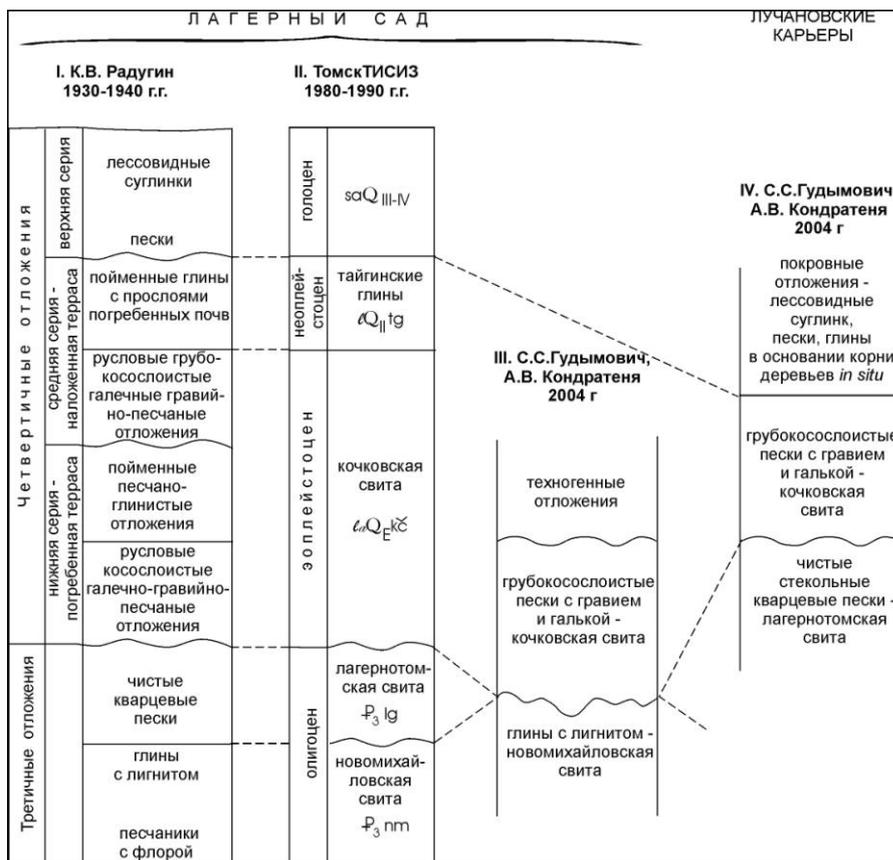


Рис.1. Разрезы рыхлых отложений (вне масштаба и без обозначения мощности)

Во-первых, и это принципиально, отложения высоких террас р. Томи, по К.В. Радугину, в современной схеме ТомскТИСИЗа выступают как региональные кочковская и тайгинская свиты. Эта разница в трактовке разреза отражена и на геологических картах Томского района. На одних территория Лагерного Сада и южнее показаны как 3-я, 4-я или обе террасы, на других – как площадь распространения указанных свит.

Во-вторых, сам К.В. Радугин, впервые описавший тайгинские глины (Радугин, 1934), под Лагерным Садом их не показывал и вряд ли уместно после этого его пойменные глины наложенной террасы относить к тайгинским.

Нами были составлены два разреза рыхлой толщи: в единственном сохранившемся пока под Лагерным Садом молодом суффозионном цирке (в 30-50 м к востоку от утеса «Боец») и в лучановских карьерах (правый борт р. Басандайки) в 20 км к юго-востоку от г. Томска).

Из сравнения первого разреза с разрезами К.В. Радугина и ТомскТИСИЗа следует, что нижележащие глины с лигнитом относятся к новомихайловской свите олигоцена, а лежащие на них с разрывом грубокослоистые и грубообломочные отложения – к кочковской свите, в настоящее время датированной эполейстоценом. Обращает на себя внимание отсутствие в этом разрезе кварцевых песков лагернотомской свиты, что свидетельствует о значительном – до 10 и более метров (максимальная мощность лагернотомской свиты под Лагерным Садам) размыве олигоценовых отложений в предкочковское время. Причем предкочковский эрозионный рельеф был очень сложный, поскольку расстояние между обнажениями с лагернотомской свитой и без нее местами уменьшается до десятков метров (устное сообщение С.С. Гудымовича).

В лучановских карьерах, в общем, повторяется разрез Лагерного Сада – на чистых стекольных кварцевых с каолиновым заполнением песках лагернотомской свиты с разрывом залегают грубокослоистые и грубообломочные русловые отложения кочковской свиты, перекрытые, в свою очередь, лессовидными суглинками с вертикальной столбчатой отдельностью. В основании этих суглинков обнаружены корни деревьев *in situ*, что лишний раз подчеркивает субаэральный покровный характер этой толщи.

Обращает на себя внимание отсутствие в лучановском разрезе тайгинских глин. Это еще раз ставит под сомнение отнесение пачки глин под Лагерным Садам к тайгинским. С другой стороны, сходство разрезов и отсутствие у показываемых на некоторых геологических картах в районе Лагерного Сада высоких террас и тыловых швов свидетельствует о том, что вся территория Лагерного Сада до лучановских карьеров представляет собой одну поверхность и площадь распространения кочковской свиты. Подразделение К.В. Радугиным этой площади на V Лагерносадскую и VII Вороновскую террасы, так же как и показ на территории Лагерного Сада 4-ой террасы, а тем более 3-ей и 4-ой следует признать ошибочным.

Литература

1. Отчет о комплексных инженерных изысканиях для разработки комплексных противооползневых мероприятий на правом берегу р. Томь. – Томск: Издание ТомскТИСИЗ, 1990. – 40 с.
2. Радугин К.В. Материалы к геологии рыхлых отложений района Томск-Тайга. // Мат. по геол. Зап-сиб. Край. – Томск: Издание ЗСГГТ, 1934. – в.9. – 24 с.
3. Радугин К.В. Рукописи. Архив кафедры Общей геологии.

ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ ВОЗВЫШЕННОСТИ «ВИТЯЗЬ» (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Я.В. Лосива

Научный руководитель заведующий кафедрой А.В. Зиньков

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток, Россия

В современных морях и океанах, а так же в водоемах суши, в огромных масштабах идет осаждение кремнезема и главную роль в этом процессе играют диатомовые водоросли. Диатомиты - породы, образованные панцирями диатомей, известны среди морских отложений с верхнего мела.

Одной из главных задач выяснения эволюции земной коры в зоне перехода от Евразийского континента к океану является определение возраста геологических тел, слагающих основные морфоструктурные элементы. В данной работе были использованы образцы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, поднятых при драгировании возвышенности Витязя в первом рейсе НИС "Каллисто" (1974).

Возвышенность Витязя расположена в центральной части Японского моря на стыке глубоководной котловины с южным окончанием Татарского желоба (Берсенева и др., 1987). Морфоструктура возвышенности вытянута в северо-восточном направлении в сторону подводной возвышенности Мусаси. Она, совместно с основанием островного склона острова Хоккайдо, вытягивающегося в северо-западном направлении, и основанием материкового склона средней части Восточного приморья, имеющего северо-восточное простирание, ограничивает с севера Центральную глубоководную котловину. Таким образом, возвышенность Витязя совместно со сходящимися с ней сегментами островного и материкового склона представляет собой подводный уступ, отделяющий две морфоструктуры Японского моря.

Земная кора в районе возвышенности отличается от коры глубоководной впадины Японского моря повышенной мощностью, достигающей 18 км, и появлением в ее составе слоя с пониженными скоростями.

Во время 20-го рейса НИС "Первенец" при драгировании на восточном склоне возвышенности в интервале глубин 1500-2300 м были подняты породы, предположительно слагающие мощную песчано-сланцевую толщу, которая имеет протяженность вдоль склона возвышенности 6-7 км. Выше этой зоны расположены туфодиатомиты миоценового возраста и лавы базальтов. Песчано-сланцевая толща представлена в основном глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками, иногда образующими пачки тонкого переслаивания с мощностью прослоев 0,2 - 2 см. Кроме того, в составе толщи встречаются филлитовидные глинистые сланцы, характеризующиеся микролепидобластовой структурой, слоистой или сланцевой текстурой. Они состоят из чередующихся кварц-хлорит-серицитовых и углито-серицитовых слоев мощностью до 0,8 мм. Все породы толщи контактово метаморфизованы, ороговикованы.

Основную роль в строении возвышенности играет докайнозойский фундамент, формирование которого, скорее всего, произошло в палеозойское время в эвгеосинклинальных условиях (Леликов, 1977).

При драгировании возвышенности Витязя так же было выделено два вулканогенных комплекса (Евланов, Коновалов, 1978). Породы первого комплекса подняты драгой на восточном склоне возвышенности в интервале глубин 2600 - 2700 м (ст. 7422). Породы представлены светло-серыми среднезернистыми метаморфизованными песчаниками. Так же к этому комплексу относят породы, поднятые с интервала глубин 1500 - 2250 м южнее станции 7422. Они представлены контактово-метаморфизованными песчаниками и глинистыми сланцами. Общее распространение этого

комплекса в пределах возвышенности Витязя определяется батиметрическими уровнями от 1500 до 2250 м и от 2600 до 2700 м, что объясняется условиями залегания пород. Возраст комплекса достоверно не установлен.

Второй комплекс - вулканогенный. Он составляет более значимую часть подводной возвышенности. Породы подняты на восточном склоне в интервале глубин 1700 - 2100 м, а на западном - 400 - 1750 м. Комплекс состоит из трех петрографических групп пород: основного, среднего и кислого составов, среди которых более распространены андезитовые лавы и туфы.

Группа пород основного состава включает оливин-пироксеновые базальты, долериты, агломератовые и псаммитовые туфы. Группа пород среднего состава представлена пироксеновыми и роговообманковыми андезитами, агломератовыми и псаммитовыми туфами, дациандезитами. Кислые вулканические образования занимают подчиненное положение внутри вулканогенного комплекса. Это лавы и лавобрекчии риолитов, агломератовые и фельзитовые туфы.

Диадомовые водоросли - одна из наиболее приоритетных групп микрофоссилий, широко используемая при стратиграфических и палеогеографических исследованиях. Интерес к диатомовым водорослям как источнику стратиграфической и палеогеографической информации, определен, прежде всего, их обилием и хорошей сохранностью в позднекайнозойских толщах как морского, так и континентального генезиса. В то же время они обладают хорошо выраженной реакцией на экологические изменения в природной среде и достаточно быстрыми темпами эволюции (Криштофович, 1949).

Диадомовые водоросли населяют фотическую зону почти всех морских бассейнов. Они представляют собой одноклеточные микроорганизмы с кремнистым панцирем, живущие одиночно или в колониях.

Большинство диатомовых водорослей чувствительны к содержанию солей в воде и служат индикаторами степени солёности воды и при изучении осадочных пород могут быть использованы как показатели степени солёности бассейна, отложившего осадки с диатомовыми водорослями.

Исследование ископаемых диатомей складывается из нескольких последовательных этапов: сбора материала в природе, техники извлечения и очистки панцирей и створок, приготовление постоянных препаратов, таксономической обработки диатомей и оформление результатов исследования.

Методика детального отбора горных пород со дна Японского моря и других морей была разработана И.И. Берсеневым в первых рейсах НИС "Первенец". Для диатомового анализа образцы отбираются тех разновидностей, литология которых указывает на большую вероятность обнаружения в них микропалеонтологических остатков.

Основным систематическим признаком при определении диатомовых водорослей служит детальное строение их кремневого панциря, которое может быть хорошо рассмотрено только с помощью иммерсионного объектива на постоянных препаратах, где их панцири заключены в специальную твердую среду с высоким показателем преломления. Перед изготовлением препаратов была проведена предварительная техническая обработка проб, для того чтобы удалить протопласт клетки и другие органические вещества, находящиеся в пробе и маскирующие детали строения панциря.

Пробы кипятятся в дистиллированной воде в течение 15-20 мин., затем они заливались также дистиллированной водой до самого верха стеклянной посуды. Затем через определенное время, когда порода осядет на дно сосуда, вода сливалась до осадка, взбалтывалась и вновь заливалась водой. После осветления осадок высушивался на воздухе и из него приготавливался препарат для последующих исследований.

Полученные при определении диатомовых водорослей результаты были оформлены в виде сводной систематической таблицы с указанием экологии (планктонные, океанические, тепловодные, бентические, холодноводные, неретические, покоящиеся споры), в которой были указаны процентные содержания диатомовых водорослей в образцах: *Puxidicula zabelinae* (Jousè) Makarova et Moiseeva* - *Puxidicula zabelinae* (Jousè) Makarova et Moiseeva и *Puxidicula usatschevii* Jousè. При этом на основе глазомерной оценки была определена частота встречаемости той или иной формы

В результате проведенных работ по трем образцам возвышенности Витязь было установлено 26 видовых и внутривидовых таксонов морских диатомей, принадлежащих одному роду. Диагностика видов осуществлялась методом сопоставления со справочной литературой (Цой, Шастина, 1999; Диатомовый анализ, 1949; Моисеева, 1974). Определенные при анализе виды можно отнести к одной диатомовой зоне - *Neodenticula kamtschatica*, так как во всех трех образцах присутствует характерный признак для данной зоны и имеет идентичное название - *Neodenticula kamtschatica*. Содержание в образцах *Coscinodiscus marginatus* значения не имеет, несмотря на то, что в двух образцах его содержание очень большое, так как этот вид не является зоновым или межзоновым видом. А содержание остальных слишком мало, чтоб акцентировать на них внимание. Эта диатомовая зона имеет ограниченное распространение верхний миоцен - плиоцен.

Литература

1. Берснев И.И., Леликов Е.П., Безверхнев В.Л. и др. Геология дна Японского моря. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. - 140 с.
2. Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Геология дна Японского и Филиппинского морей (О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря). - М.: ДВНЦ АН СССР, 1978.
3. Диатомовый анализ: Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей/Под редакцией А.Н.Криштофовича. - М.: Государственное издательство геологической литературы. 1949. - 240 с.
4. Леликов Е.П., Геологические исследования в окранных морях северо-западной части Тихого океана (Породы докайнозойского фундамента подводной возвышенности Витязя). - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
5. Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Ленинград: Недра, 1971. - 152 с.
6. Цой И.Б., Шастина В.В. Кремнистый микропланктон неогена Японского моря (диатомей, радиолярии). - Владивосток: Дальнаука, 1999. - 241 с.
7. Шешукова-Порецкая В.С.. Неогеновые диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. - Ленинград: ЛОЛГУ, 1967. - 435 с.
8. Отчет о научных исследованиях в 1-м рейсе НИС "Каллисто", 1974.
9. Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with introduction on code numbers for selected diatom biohorizons, The Geological Society of Japan 1998.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ ЮГО-ВОСТОКА КАЗАХСТАНА

В.Н. Любецкий, Л.Д. Любецкая

Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Меднорудные провинции Прибалхашья и Жезказган-Сарысуейской впадины включают многочисленные месторождения меди, в том числе суперкрупные (Жезказган, Актогай). Их длительная эксплуатация выдвигает задачу поиска новых объектов, в первую очередь, крупных. Ниже рассмотрена геодинамика развития и особенности глубинных рудоконтролирующих структур, определяющих стратегию дальнейших поисков. Месторождения Прибалхашья принадлежат медно-порфировому типу Жезказган-Сарысуейской впадины - типу медистых песчаников (рис. 1).

Медно-порфировые месторождения тяготеют к Балхаш-Илийскому позднепалеозойскому наземному вулканическому поясу, образовавшемуся на периферии вторичного Южно-Монгольского палеоокеана. Рассматриваемая его часть существовала в конце девона и в первой половине карбона на месте Кентерлау-Матайской зоны спрединга (O_{1-2}) Палеоазиатского океана (Диденко и др., 1994).

Геофизическими методами на месте палеоокеанических структур в Южном Прибалхашье зафиксирован захороненный реликт срединно-океанического хребта. С океаническими комплексами связано медно-колчеданное эксгалационно-осадочное месторождение Тесиктас.

В основании Балхаш-Илийского пояса геолого-геофизическими методами выявлены островные вулканические гряды и разделяющие их междуговые прогибы. В островных дугах большой объем занимают вулканиты андезитоидного состава (D_3fm-C_1t), комагматичные им интрузии гранодиоритов ($\gamma\delta C_1$, $\gamma\delta C_2$), раннеколлизийных гранодиоритов ($\gamma\delta C_3$) и коллизийных гранитов (γC_3 , P_1).

Медно-порфировые месторождения – Коунрад, Бесшоко, Актогай, Коксай тяготеют к границе фронтальной и тыловой частей пояса, а по отношению к структурам основания – к склонам островодужных поднятий и междуговых прогибов, контролировавших плутоны лейкократовых гранитов. Поэтому позиция многих медно-порфировых месторождений определяется контактами плутонов островодужных гранодиоритов и коллизийных гранитов. По отношению к структурам собственно вулканического пояса месторождения приурочены к его пережигам и местам выклинивания, располагаясь в позднепалеозойских поперечных поднятиях. Центральные части вулканических впадин, как правило, безрудны. Палеоподнятия характеризуются сокращенной мощностью, фациальными отличиями вулканитов и выступами блоков основания. Характерна связь медно-порфирового оруденения с порфировыми интрузиями и магматическими брекчиями. Становление порфировых интрузий протекало в близповерхностных условиях. Гидротермалиты, сопровождающие формирование порфировых, брекчиевых систем и медно-порфирового оруденения, относятся к ранней щелочной, поздней кислотной и завершающей щелочной стадиям. Наиболее богатое оруденение концентрируется на контакте метасоматитов кислотной и щелочной стадий (Жуков, 1991). По данным П.Ф. Иванкина и Н.И. Назаровой (1988), расплавы базальт-андезидацит-риолитового состава, попадающие в верхние ярусы земной коры из промежуточных очагов, насыщаются окисленными газами и щелочами. На некоторой критической глубине происходит резкое взрывообразное сбрасывание внутреннего давления, что приводит к брекчированию вмещающих пород. Рудный этап связан с зарождением в глубоких частях субвулканического плутона водно-щелочного флюида, обладавшего высокой подвижностью при сохранении избыточного давления. Раскрывались трещины путем гидроразрыва и формировались инъекционно-гидротермальные рудные системы.

Таким образом, Балхаш-Илийский вулканический пояс характеризуется всеми чертами активной континентальной окраины. Его развитие протекало в несколько этапов: островодужный (D_3fm-C_1t), окраинно-континентальный (C_1v-s-C_3) и внутриконтинентальный (P_2-T_1). От начала его формирования до завершения накопился осадочно-вулканогенный разрез мощностью свыше 11000 м, насыщенный плутонами гранитоидов разного возраста. В течение среднего и позднего палеозоя происходило активное наращивание коры континентального типа в связи с формированием островных дуг и наземного вулканического пояса. Рудогенез тесно связан с эволюцией базальт-андезитовых серий мантийного происхождения при активной ассимиляции ими корового вещества с участием восстановленного мантийного флюида и его поэтапным раскислением в верхних горизонтах земной коры. Согласно Х.А. Беспаяву (Беспаяв, Парилов, 1999), флюиды, сформировавшие руды и метасоматиты, носили эпигенетический

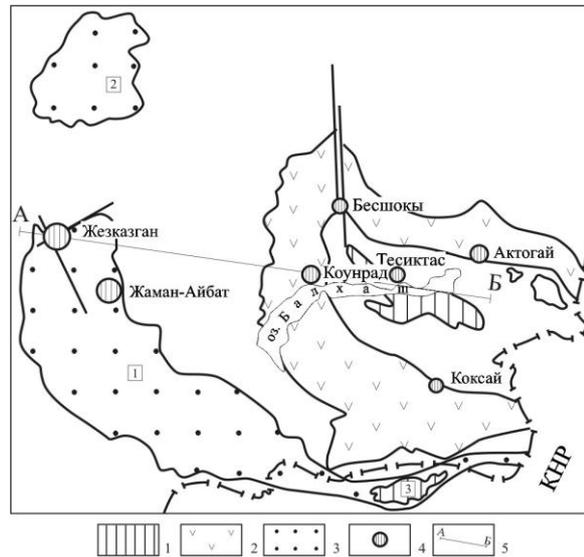


Рис.1. Меднорудные провинции в структурах активной континентальной окраины юго-востока Казахстана
1 – Кентерлау-Матайская зона, срединно-океанический хребет в O_{1-2} ; 2 – комплексы Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса; 3 – средне-позднепалеозойские задуговые и тыловые прогибы (цифры в квадратах: 1 – Жезказган-Сарысуейский, 2 – Тенизский, 3 – Иссыккульско-Тяньшанский); 4 – месторождения меди; 5 – линия разреза, изображенного на рис.2

характер. Им присущи низкие содержания солей, возрастание отношения H_2O/CO_2+CO в рудных ассоциациях от 5,0 до 25-60 на завершающем этапе минералообразования; слабое участие в рудном процессе подземных вод; близость серы сульфидов к метеоритному стандарту. Магматические породы и руды являлись производными единых магматических очагов, представленных выплавками корового материала в условиях глубинного метаморфизма.

Жезказган-Сарысуйская провинция медистых песчаников резко отличается от предыдущей по характеру оруденения и условиям его локализации. Медистые песчаники месторождений Жезказган и Жаман-Айбат входят в состав терригенных отложений, выполняющих среднепозднепалеозойские впадины, расположенные на дальней внешней периферии вулканического пояса. В формировании впадин также выделены собственно задуговой (D_3fm-C_1t), тыловой окраинно-континентальный ($C_{1v}-C_3$), внутриконтинентальный (P) и платформенный (Mz-Kz) этапы.

Рассматриваемый осадочный бассейн в период его формирования характеризовался высокой энергией недр, интенсивными потоками тепла и восстановленных флюидов из мантии, плавлением мантийного субстрата, т.е. теми процессами, которые способны обеспечить формирование уникальных месторождений медистых песчаников и урана. Высоко оцениваются перспективы поисков в их пределах и месторождений углеводородов. На этапах формирования бассейна земная кора испытала интенсивную деструкцию, сокращение мощности. До настоящего времени здесь сохраняется аномально-высокий тепловой поток (до 80 мВт/м^2).

Со времени открытия К.И. Сатпаевым месторождения Жезказган проблема его генезиса остается предметом острой дискуссии (Сатпаев, 1998). По мнению части исследователей, руды сформированы осадочным путем. К.И. Сатпаевым разработана концепция гидротермального происхождения руд. Развитию этих представлений посвящены многолетние плодотворные исследования М.К. Сатпаевой. Ею установлено, что рудные залежи в форме линз и лент вытянуты в направлениях, не совпадающих с простиранием складчатых структур. Руды сформированы инъекциями концентрированных сульфидных магм во вмещающие породы. Минералообразование протекало при значительных температурах ($400-500^\circ$), на что указывают структуры распада твердых растворов, а также присутствие высокотемпературных минералов – арсенопирита, смальтина, никелистого кобальтина, сафлорита и др. (Сатпаева, 1985). В рудном процессе активно участвовало углеродистое вещество. По данным Б.Р. Берикболова, Д.П. Щербова и др. (1979), оно обусловило восстановительную среду на стадии седиментогенеза, мобилизации, миграции металлов и становления руд. Обогащенные углеродистым веществом породы сероцветные, обедненные – красноцветные. В красноцветных породах, благодаря окислительным процессам, происходила интенсивная миграция ряда элементов, в том числе меди, которые выпадали из растворов на геохимических барьерах (особенно сероводородных) в местах смены окислительных условий восстановительными. Содержание углеродистого вещества в песчаниках колеблется от 0,05 до 1,05%, битумов – 8-25% в красноцветных разностях, 25-50% – в переходных и 88% – в сероцветных оруденелых песчаниках. Углеродистое вещество участвует в формировании не только газовой и битумной, но и рудной составляющих миграционных систем за счет образования устойчивых в различных обстановках металлоорганических соединений.

Согласно Х.А. Беспяеву (Беспяев, Париков, 1999), исходные рудообразующие флюиды имели высокую концентрацию солей, представленных сульфатами и галогенидами Na. При этом, значения отношений H_2O/CO_2+CO изменяются от 0,1 до 4,5, что характерно для мантийных флюидов – вероятных источников рудного вещества. Несмотря на высокие температуры рудообразования, околорудные изменения проявлены слабо, поскольку в рудоносных флюидах было мало воды.

Задуговые и тыловые бассейны формировались синхронно с образованием вулканического пояса. В них накапливались осадочные и эвапоритовые толщи мощностью до 5000 м; масштабные проявления магматизма отсутствовали. Разным являлся метаморфизм вмещающих толщ. Характерно синхронное рудообразование в обеих провинциях: основное в C_2-C_3 и меньшее – в P₁. Следовательно, меднорудные провинции Прибалхашья и Жезказган-Сарысуйской впадины принадлежат единой геодинамической системе – активной юго-восточной окраине Казахстанского континента, хотя каждая из них представляет собой автономный элемент (рис.2). Объединяющим началом является активный флюидный режим мантии на этапе развития континентальной окраины. Участие восстановленного флюида в процессе рудогенеза в Жезказган-Сарысуйской впадине доказывается присутствием соединений эндогенного углерода и элементным составом руд, а в Балхаш-Илийском поясе – широким развитием порфировых интрузий, магматических брекчий и участием в процессе рудообразования эволюционирующего мантийного флюида. В вулканическом поясе процесс флюидизации осуществлялся в обстановке сжатия. Мантийный флюид, проникая в земную кору, замедлял свое продвижение вверх. Флюид активно взаимодействовал с вмещающей средой, насыщенной кислородом, окислялся и распадался, обогащая земную кору водой, щелочами, кремнеземом. Выделялось огромное количество тепла, происходил ультраметаморфизм, формировались гранитоидные расплавы с участием мантийной компоненты. Медь и сопутствующие элементы переходили в силикатные системы и концентрировались в остаточных магматических очагах, порождавших медную минерализацию субвулканического цикла.

В Жезказган-Сарысуйской впадине поступление мантийного флюида в верхние горизонты коры осуществлялось в обстановке растяжения, что приводило к быстрому прорыву расплавов и флюидной фазы в верхние горизонты литосферы. Расплавы, возникавшие в результате селективного плавления мантии и вошедшие в себя флюиды, расплавились выше критической глубины существования магнетита на силикатную и рудную фазы. Последняя продвигалась к поверхности, разлагаясь и оставляя медь и сопутствующие металлические компоненты на геохимических барьерах. После истощения мантии относительно легкоплавкими компонентами и смещения на глубину очагов флюидообразования происходило особо активное продвижение к поверхности восстановленного флюида и вынос радиоактивных компонентов. В этих условиях взаимодействие вещества верхних горизонтов литосферы и флюидопотоков не приводило к гранитизации коры, а сводилось к углеродистому метасоматозу вмещающих толщ и формированию пневмато-гидротермальных месторождений меди и урана.

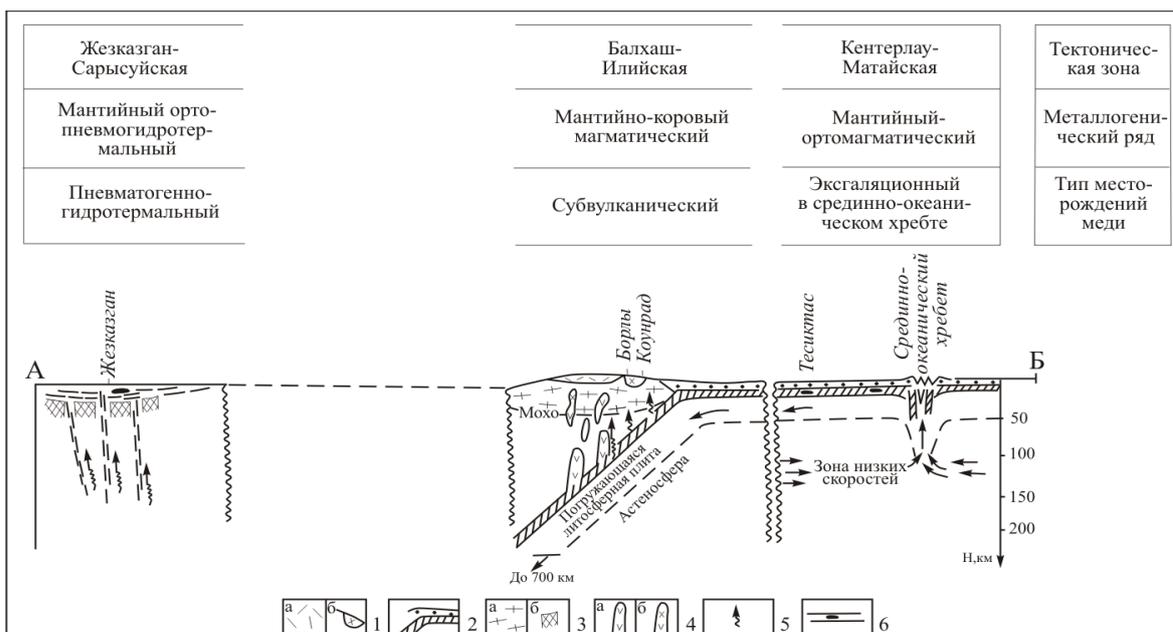


Рис.2. Гипотетический разрез активной окраины (на основе модели Sillitoe, 1972)

1 – комплексы наземного вулканического пояса: вулканические - а, вулкано-плутонические - б; 2 – ранне-среднепалеозойская океаническая кора; 3 – докембрийская континентальная кора: в основании вулканического пояса - а, в основании задугового и тылового прогибов - б; 4 – расплавы: базальт-андезитового состава в зоне субдукции - а, базальт-андезит-риолитового состава в земной коре - б; 5 – потоки восстановленного мантйного флюида и солевых расплавов; 6 – экспаляционные месторождения меди в океанической коре

Прогнозирование и поиски медно-порфировых месторождений должны осуществляться с учетом комплекса тектонических, глубинных и магматических критериев их локализации. Относительно слабо учитывавшимися ранее факторами являются: 1) приуроченность к внешнему краю пояса вблизи границы с океаническими структурами; 2) размещение в позднепалеозойских поднятиях, где мощность вулканического покрова резко сокращена, но развиты субвулканические и плутонические комплексы габбро-диорит-гранодиоритового состава; 3) приуроченность к склонам скрытых островодужных поднятий и прогибов, контролирующими плутоны гранитов; 4) связь с разломами, осложняющими эндоконтакты плутонов и контролирующими порфиновые штоки.

В Жезказган-Сарысуйском районе необходимо учитывать неоднородности строения и состава земной коры и верхней мантии, обращая внимание на приподнятые высокоскоростные блоки мантии, а в коре – на области разуплотнения с высоким остаточным тепловым потоком. Области активного поступления в ЗК тепла и флюидопотоков из мантии отмечаются своеобразными "прогибами" на поверхности Мохо.

Важное значение имеет изучение геофизическими методами сети разломов северо-западного, северо-восточного (близширотного) направлений и узлов их пересечений в фундаменте впадин; изучение строения рудовмещающих горизонтов таскудукской (C_2) и жезказганской ($C_{2,3}$) свит, выявление антиклинальных и купольных поднятий на доступных для бурения глубинах, пересекаемых сопряженными системами рудоподводящих разломов. Комплексный анализ геолого-геофизических данных в увязке с результатами ранее проведенных поисковых работ и теоретических исследований может привести к открытию новых крупных месторождений медистых песчаников.

Литература

1. Беспяев Х.А., Парилов Ю.С. Условия образования месторождений меди, свинца, цинка и железа Казахстана. – Алматы: Гылым, 1999. – 352 с.
2. Сатпаев К.И. Джебказганский меднорудный район и его минеральные ресурсы. // Собрание трудов, 1998. – т.1 - С. 130-187.
3. Сатпаева М.К. Руды Джебгазгана и условия их формирования. – Алма-Ата: Наука, 1985. – 208 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКА ХАРГАНА (ПРИОЛЬХОНЬЕ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) П.Г. Непомнящий

Научный руководитель профессор А.П. Кочнев
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

Участок Харгана находится на левобережье р. Кучелги в пределах северо-западного побережья озера Байкал и охватывает водораздел падей Доньша и Харгана. В процессе геологосъемочной практики проведено детальное

картирование участка, изучены несколько опорных участков и разрезов, составлена геологическая карта масштаба 1:2000 и сводная схема тектоники масштаба 1:5000.

В геологическом строении участка Харгана принимают участие метаморфические и магматические породы Ольхонского кристаллического комплекса докембрийского возраста. В стратиграфическом плане породы участка расчленены на три толщи - А, Б, В по схеме Е.Н. Смолянского и др. (1990).

Толща А сложена амфиболовыми микрогнейсами и микросланцами с редкими маломощными прослоями мраморов. Толща Б представляет собой сложно построенный комплекс переслаивания карбонатных и силикатных пород. Карбонатные породы представлены в основном кальцитовыми мраморами, а силикатные – амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами. Толща В сложена в основном пироксеновыми кристаллосланцами, в центральной части наблюдаются прослои мраморов.

В составе каждой толщи выделено несколько пачек по петрографическому составу преобладающих пород. По характеру метаморфизма породы участка относятся к гранулитовой фации раннего этапа метаморфизма и амфиболитовой фации второго этапа метаморфизма (Ескин и др., 1979). Из магматических пород на участке закартированы небольшие штокообразные и линзовидные тела габбро и габбро-пироксенитов чернорудского комплекса (Кочнев и др., 1999), согласные и секущие жилообразные тела пегматитов и гранит-пегматитов шаранурского комплекса и маломощные кварцевые жилы.

Главной особенностью геологической структуры участка Харгана является весьма сложный характер складчатой и разрывной тектоники. Здесь отчетливо выделяется два типа складок – открытые слабо асимметричные складки изгиба северо-восточного простирания и дисгармоничные изоклиальные складки ламинарного течения невыдержанной ориентировки (Кочнев, Иванова, 2003).

Открытые складки разных порядков первого типа уверенно прослеживаются в северо-восточном направлении на соседних участках Доньша и Барун-Хал, закартированных ранее (Смолянский и др., 1990). Падение крыльев крутое ($60-80^{\circ}$) юго-восточное и северо-западное, осевые поверхности субвертикальные, погружение шарниров пологое северо-восточное. По возрасту эти складки считаются наиболее молодыми структурами, наложенными на более древние складки течения второго типа.

Сложная изоклиальная складчатость второго типа наиболее полно фиксируется на хорошо обнаженном юго-западном склоне водораздела. Отдельные складчатые формы имеют сложный рисунок с изменчивым залеганием крыльев, осевых поверхностей и шарниров. Дисгармоничный характер складок этого типа обусловлен высокой пластичностью мраморов. Они часто нарушены вязкими срывами, зонами катаклаза и милонитизации. Такие участки описаны Е.Н. Смолянским и А.П. Кочневым (2002) как зоны смятия, а В.С. Федоровским и др. (1993) как зоны тектонического меланжа.

Несмотря на сложный рисунок отдельных складок здесь четко картируется **зеркало складчатости**. Линия зеркала, проведенная по замкам антиклинальных складок, образованных маркирующей пачкой мраморов Б₅, имеет северо-западную ориентировку вдоль склона с пологим видимым падением на юго-восток. В отдельных участках оно имеет субгоризонтальное залегание. По-видимому, именно такие субгоризонтальные зоны смятия в толще Б с повышенной концентрацией пластичного карбонатного материала фиксируются по данным электроразведки как зоны повышенной проводимости (Вахромеев и др., 1982; Кожевников, 1998).

Значительную роль в геологическом строении участка Харгана играет разрывная тектоника. Здесь четко картируются два типа локальных разрывных нарушений: древние хрупко-вязкие и молодые хрупкие неотектонические.

Хрупко-вязкие древние разрывы фиксируются зонами милонитизации, катаклазированными пегматитовыми телами в плоскости сместителя. Наиболее мощная зона милонитизации закартирована на юго-восточном склоне водораздела по элювию, делювию и реже по коренным выходам темно-серых и черных милонитов по мраморам, обогащенных тонко дисперсным графитом. Она прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии более 4 км на участках Доньша, Барун-Хал и Зугдык параллельно долине реки Кучелга. Ширина ее выхода на отдельных участках достигает 50-100 м.

Неотектонические хрупкие разрывные нарушения на участке выделены в основном по геоморфологическому признаку, то есть по их выраженности в рельефе в виде ложбин и безводных долин, реже по зонам дробления и трещиноватости вдоль сместителей. Наблюдается две основные системы таких нарушений. Большинство их имеет северо-восточную ориентировку, параллельную Приморскому глубинному разлому. Вторая система имеет северо-западную ориентировку. Наиболее крупные разломы этой системы фиксируются долинами притоков р. Кучелги. По разлому вдоль пади Доньша наблюдается смещение зоны милонитизации на участке Харгана по отношению к участку Доньша. Это смещение в плане выглядит как правый сдвиг, но в связи с тем, что на продольном геоморфологическом профиле мы наблюдаем уменьшение гипсометрических отметок днищ долин с юго-запада на северо-восток, можно предположить по этому разлому и сбросовые перемещения, т.е. это, скорее всего, сдвига-сброс.

Полученные материалы позволяют по-новому подойти к трактовке современной структуры Ольхонского кристаллического комплекса и эволюции ее развития.

Литература

1. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю., Кожевников Н.О., Мац В.Д. Субгоризонтальные структуры в Приольхонье по данным геофизических методов. // Геофиз. исслед. м-й полезн. ископ. в В.Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – С. 49-54.
2. Ескин А.С., Эз В.В. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1979. – 118 с.
3. Кожевников Н.О. Некоторые особенности структуры Приольхонья по данным электроразведки (Западное Прибайкалье). // Геология и геофизика. – М., 1998. – т.39. - №2. – С. 271-276.
4. Кочнев А.П., Смолянский Е.Н., Гончар Г.А. К разработке региональной схемы магматизма Приольхонья. // Геология и металлогения докембрия юга Сибири. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1999. – С. 70-72.

5. Кочнев А.П., Иванова Р.Н. Об этапах формирования складчатости Приольхонья (Зап. Прибайкалье). // Вестник Томского гос. университета, Приложение №3 (1). Проблемы геологии и географии Сибири: Материалы научн. конфер. – Томск: ТГУ, 2003. – С. 92-94.
6. Смолянский Е.Н., Кочнев А.П., Попов Ю.Г., Гончар Г.А. Основные черты геологического строения Мухор-Кучелгинского участка (Приольхонье, Зап. Прибайкалье). // Геолого-геоморфологические особен. м-й. полезн. ископ. – Иркутск: ИПИ, 1990. – С. 3-14.
7. Смолянский Е.Н., Кочнев А.П., Гончар Г.А. Локальные зоны смятия в структуре Приольхонья. // Геофизика на пороге третьего тысячелетия: Труды третьей Байкальской молодежной школы-семинара. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. – С. 59-69.
8. Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. – М., 1993. - №4. – С. 30-45.

ОПЫТ РАЗРАБОТКИ ЭЛЕКТРОННОГО ОБУЧАЮЩЕ-ТЕСТИРУЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ПО ПРЕДМЕТУ "ПАЛЕОНТОЛОГИЯ"

Н.Е. Никитина

Научные руководители доцент Л.Г. Сандакова, доцент В.Ф. Попов

Горно-геологический институт Якутского государственного университета, г. Якутск, Россия

Палеонтология - наука об организмах, существовавших в прошлые геологические эпохи. Она изучает остатки древних организмов (окаменелости или ископаемые) и следы их жизнедеятельности. Ископаемые служат основой для изучения биологической истории Земли, помогают восстановить хронологию событий в истории Земли, используются для реконструкции физико-географических условий прошлого (например, очертания суши и морей, характера седиментационных процессов, климата). Палеонтология вскрывает закономерности развития органического мира во времени, помогает разрешить вопросы происхождения современных животных и растений. С помощью ископаемых организмов определяется относительный возраст осадочных горных пород. Палеонтология состоит из двух разделов: палеозоология и палеоботаника. Палеозоология делится на палеозоологию беспозвоночных и палеозоологию позвоночных. Курс палеонтологии дается первокурсникам геологоразведочного факультета Якутского государственного университета во втором семестре, ее целью является дать знания об эволюции развития органического мира, по этапам геологической истории земной коры, научиться по морфологическим признакам определять наиболее характерных представителей отдельных групп организмов (тип, класс, отряд, род). Использовать палеонтологический материал для решения задач стратиграфии, палеогеографии и фациального анализа. Вопрос улучшения учебного процесса привел к необходимости создания электронного обучающе-тестирующего комплекса. Электронный комплекс содержит краткое учебное пособие. Оно выполнено в технологии WEB-страницы. Пособие состоит из введения, 12 глав и списка литературы, содержит 86 рисунков и 6 фотографий.

Для каждого типа дана краткая характеристика, условия обитания и время существования. Представлена классификация для ведущих классов, отрядов и родов. Имеются описания строения скелета или раковины. Даны характерные (руководящие) роды и время их существования. Для контроля знаний студентов прилагается тест. Он состоит из вопросов на 59 форм ископаемой фауны и флоры. Тест основывается на рисунке с изображением ископаемого, так как именно на рисунке (не фотографии) хорошо видны морфологические признаки (организмов). На каждый рисунок имеется по три вопроса с четырьмя вариантами ответов. Вопросы относятся к подклассу формы, роду формы и возрасту отложений, в которых эта форма является руководящей. Порядок появления вопросов осуществляется генератором случайных чисел. Контроль ответов идет по каждой группе вопросов.

Программа выполнена на языке программирования Delphi 5, работает в среде Windows и состоит из 6 окон: "главная", "тест", "учебник", "справка", "результат", "о программе". Окно "главная" красочно оформлен и содержит меню и кнопки для открытия других окон, а также выхода из программы. В окне "тест", через меню можно ввести данные тестируемого, после окончания прохождения теста компьютер запишет в базу данных результаты (Ф.И.О., группу, баллы по каждой группе вопросов, общее количество баллов, а также дату тестирования). Окно "учебник" представляет собой браузер, который содержит текст и графический материал, снабженный системой навигации через гиперссылки. Окно "справка" содержит информацию по пользованию программой, а "о программе" - реквизиты программы.

Программа состоит из exe - файла, 14 HTML - файлов, 92 jpeg - файлов и 1 txt - файла, хранящего результаты. Имеется установочная программа, осуществляемая с 4 дискет.

Электронный обучающе-тестирующий комплекс "Палеонтология" в настоящее время установлен в компьютерных классах геологоразведочного факультета ЯГУ и широко используется в учебном процессе.

НИЖНИЙ ДЕВОН У СТАНЦИИ ШИРА (ХАКАСИЯ)

Е.А. Новик, Ю.В. Григорьева, О.Г. Чебану

Научный руководитель доцент Б.Д. Васильев

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Участок съемки «Сохочул-3» находится южнее ст. Шира в районе высоты 635 м, в левом борту долины ручья Сохочул на учебном геологическом полигоне ТПУ в Хакасии.

На участке Сохочул-3 мы занимались геологической съемкой масштаба 1:2000 методами маршрутных пересечений и прослеживания геологических границ в период учебной геологической практики.

Основным структурным элементом на участке является Сохочульская антиклиналь. Простирается она на СВ, четко оконтуривается по горизонту строматолитовых известняков на северном крыле антиклинали. Ось складки погружается на запад под углом 55° (по строматолитовым известнякам), под углом 30° (по подошве сероцветной пачки),

под углом 12-20° по красноцветным песчаникам. Сохочульская антиклиналь разбита серией дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. Южное крыло складки почти по оси структуры срезано мощной субширотной зоной разлома, по которой северное лежачее крыло надвинуто с образованием опрокинутого залегания в породах южного крыла.

Стратиграфия участка Сохочул-3 отчетливо выявляется на северном крыле антиклинали. Здесь выделены 4 пачки, принадлежащие придорожной толще быскарской серии нижнего девона (рис. 1).

В замке антиклинали обнажается первая пачка. Она представлена валунными конгломератами в нижней части, красноцветными песчаниками с крупными бомбами трахиандезитов в средней части, слабосцементированными рыхлыми мелкогалечниковыми конгломератами в верхней части. Мощность этой пачки не менее 84 м.

Вторая пачка представляет собой вулканогенную базальтовую толщу мощностью до 106 м. Она состоит из нескольких лавовых потоков. Мощность первого потока около 20 м. В основании потока залегают массивные базальты. Верхняя часть его ошлакована, базальты имеют миндалекаменную текстуру. Верхняя часть пачки слагается более кислыми породами - андезибазальтами, с крупными порфиристыми выделениями плагиоклаза. В кровле пачки породы ошлакованы. Нижние части потоков более плотные, массивные, верхние – ошлакованы.

Третья пачка имеет мощность до 78 м. Она представлена мелкогалечниковыми конгломератами в нижней части, сменяющимися вверх по разрезу красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Третья пачка венчается горизонтом туфов трахиандезитов мощностью 6 м. Туфы литокристаллокластические.

Четвертая пачка мощностью до 107 м представлена сероцветными песчаниками, алевролитами с горизонтами глауконитовых песчаников. В верхней части имеется горизонт желтых аргиллитов с обильной флорой псилофитов. В кровле четвертой пачки находится маркирующий горизонт строматолитовых известняков. Мощность горизонта от 0,5 до 5 м. Этот горизонт отчетливо прослеживается вместе с аргиллитами и туфопесчаниками, располагающимися стратиграфически выше. Разрез наращивается пачкой грубозернистых красноцветных песчаников.

Таким образом, общая мощность отложений около 450 м.

Тектоническая структура участка определяется наличием антиклинальной складки и двух систем дизъюнктивных нарушений. Сохочульская антиклиналь имеет пологое северное крыло и крутое, местами опрокинутое, южное крыло, что обусловлено мощной зоной разлома широтного простирания.

Система	Отдел	Индекс	Мощность	Характеристика пород
Девонская	Нижний	D ₁₋₄		Песчаники красноцветные
			12	Известняки строматолитовые
			66-170	Пачка IV сероцветные песчаники, алевролиты, глауконитовые песчаники
			6	Туфы трахиандезитов
			28-78	Пачка III красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, мелкогалечниковые конгломераты
			56-106	Пачка II в верхней части - андезитобазальты ошлакованные, в нижней части - базальты
>84	Пачка I мелкогалечниковые конгломераты, песчаника красноцветные, валунные конгломераты			

Рис.1. Сводная стратиграфическая колонка

Дизъюнктивные нарушения принадлежат в основном двум системам. Зона субширотного разлома, прослеживающаяся до участка Сохочул-1, выражена двумя нарушениями с крутым (64-70°) южным падением. Вторая система дизъюнктивных нарушений имеет северо-западное простирание. Нарушения дугообразные с выпуклостью на запад. Они делят антиклиналь на блоки шириной по 230 - 350 м. Наиболее протяженное нарушение, проходящее через высоту 635 м, является водопроницаемым. Севернее участка на нем располагается родник с грифоном. Вторая система сопровождается опережающими нарушениями с амплитудами смещения 1 - 20 м.

Интрузивные образования представлены тремя комплексами.

Первый комплекс – базальты, залегающие в районе высоты 635 м три тела: шток (диаметр 20 м), дайку (длина 140 м, ширина 30 м) и силла (на вершине горы с отметкой 635 м). Размер силла около 100×80 м. Его подошва располагается параллельно слоистости вмещающих пород под углом 20°. Все эти три тела относятся к одному комплексу - «палеобазальты Эдельштейна» и залегают массивными, вязкими базальтами с шаровой отдельностью, комагматичными базальтам марченгашской свиты.

Второй комплекс интрузивных образований представлен силлом габбро-диорита, залегающим среди аргиллитов и красноцветных песчаников в верхней части разреза. Мощность его 40 м, длина по простиранию около 1400 м. Габбро-диориты мелкозернистые, при выветривании рассыпаются в дресву, в отличие от «палеобазальтов Эдельштейна».

Третий тип интрузивных образований - дайки пироксеновых порфиритов. Они имеют миндалекаменное строение (т.е. магма была богата газовой фазой). Длина одной из даек 40 м, мощность 6 м. На южном фланге дайка расщеплялась на два рукава. Залегает дайка непосредственно в валунных конгломератах параллельно крупному дизъюнктиву северо-западного простирания и несет зеркала скольжения с падением на юго-запад под углом 40°. Вторая такая дайка отмечается севернее в 500 м. Она имеет мощность 1,5 - 2 м и простирается на северо-запад, рассекая песчаники и алевролиты четвертой пачки.

Гидротермальные проявления на участке съемки представлены кварц-кальцитовыми, кварц-кальцит-пренит-цеолитовыми прожилками с медной минерализацией в пределах пачки II базальтов в 220 м юго-западнее высоты 635 м. Здесь фиксируются отдельные прожилки, залегающие полого (угол падения 20° на ЮЗ), и система крутопадающих вертикальных прожилков с медной минерализацией.

Второй участок проявления медной минерализации располагается на востоке, в 1 км от вершины с отметкой 635 м. Здесь в тех же базальтах фиксируется штокверковая зона мощностью 10 м с крутым падением на юго-запад.

Третий участок – в основании карьера в 120 м от железной дороги и в 400 м северо-восточнее железнодорожного переезда. Среди мелкогалечниковых конгломератов пачки III на южном крыле антиклинали имеются вертикальные прожилки кварц-карбонатного состава мощностью 1 - 2 см с медной минерализацией

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГДАНЬСКОМ БАССЕЙНЕ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

И.А. Островерхова

Научный руководитель старший преподаватель В.Л. Лукша

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Настоящая работа посвящена рассмотрению особенности распределения и состава современных осадков береговой зоны Гданьского бассейна, в частности одного из его заливов - Калининградского. Под современными осадками здесь понимаются донные отложения, накопившиеся за последние сотни лет (слой 0- 60 см). Аналитические работы были проведены в лаборатории МГУ, где изучался гранулометрический (ситовой и пипетный методы), минералогический (рентгенофазовый, бинокулярный и шлифовой анализы) состав осадков.

На современном этапе седиментации Гданьский бассейн характеризуется высокой поставкой терригенного осадочного вещества, главными источниками которого являются выносы реки Вислы, пульповый материал из карьеров Янтарного комбината и абразия берегов (Блажчишин, 1976).

В Калининградском заливе распространены исключительно терригенные осадки, которые представлены разными гранулометрическими типами. Пески занимают незначительную площадь дна лагуны и распространены в основном вблизи берегов на малых глубинах. Алевритовые илы являются преобладающей фракцией и занимают значительную часть центральной области залива, являясь переходным гранулометрическим типом от песчаных к пелитовым. Пелитовые илы занимают обособленные участки дна в центральной части бассейна и приурочены к более глубоким местам.

Такой характер распределения осадочного материала, прежде всего, зависит от интенсивности волновой дифференциации и локальных течений, роль источников незначительна. Медианный диаметр осадков в основном составляет 0,15 - 0,0075 мм. Сортированность неодинакова и составляет 1,3 - 4,05. По минеральному составу песчано-алевритовые илы, в основном, полевошпатово-кварцевые. Тяжелые минералы современных песков и алевритов представлены ильменитом, обыкновенной роговой обманкой, цирконом, гранатом и др. Минеральный состав алеврито-пелитовых фракций характеризуется высоким содержанием глинистых минералов, среди которых доминирует иллит, затем следует смешанослойные смектит-гидрослюдистые, хлорит и каолинит.

Итак, данные по гранулометрическому и минеральному составам современных осадков свидетельствуют о том, что современное осадконакопление в Гданьском бассейне (Калининградский залив) полностью определяется поступлением и механической дифференциацией только терригенного вещества. По составу донных осадков в заливе можно выделить две основные седиментационные области: полевошпатово-кварцевую и кварцево-иллитовую (гидрослюдистую). В первой из них в основном залегают крупные алевриты и пески, а во второй - пелитовые и алеврито-пелитовые илы.

Литература

1. Блажчишин А.И. Типы донных осадков. – В кн.: Геология Балтийского моря. – Вильнюс: Моколас, 1976. – С. 187-212.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕНОМАНСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО МЕЛА (ГОРНЫЙ КРЫМ)

О.А. Рахманинова

Научный руководитель старший преподаватель В.Л. Косоруков

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Начальный этап морской трансгрессии сеноманского века (K_2cm) является чрезвычайно интересным с точки зрения условий и динамики протекания процесса. Удобным объектом выяснения этих условий являются базальные отложения сеноманского яруса горного Крыма в районе с. Прохладное Бахчисарайского района.

Здесь отложения сеноманского яруса перекрывают глауконитсодержащие песчаники альбского яруса, глины аптского яруса нижнего мела и вулканогенные отложения среднеюрского возраста. На них по неровной границе залегают отложения сеноманского яруса, в основании которых изучен следующий разрез.

Слой 1. Песчаники полиминеральные с глауконитом, средне-мелкозернистые, зеленовато-серого цвета, довольно рыхлые (легко крошатся в руке), неслоистые, с ожелезнением по трещинам, с небольшим количеством слюды (чешуйки размером менее 0,5 мм). Глауконит распределен неравномерно (есть небольшие пятна и линзы практически без глауконита). Встречаются светлые, практически белые пятна карбонатного материала. Видимая мощность этого слоя около 50 см.

Слой 2. Песчаники полиминеральные с глауконитом, мелко-среднезернистые, зеленовато-желтоватого цвета, чуть более плотные, но сильнее развито ожелезнение (желтоватого цвета; большее количество трещин с ожелезнением). В остальном он похож на первый слой. Мощность его также около 50 см.

Слой 3. В 70 см выше второй закопушки наблюдается коренной выход мелкозернистых песчаников с глауконитом зеленовато-серого цвета, плотных, с ожелезнением по трещинам (субвертикальным и субгоризонтальным, видимо поэтому, коренной выход – ступенчатый, высота ступеней 10-15 см). Глинистый и карбонатный материал распределен неравномерно, образуется линзовидная текстура (размер линз: длина 3-15 см, ширина 1-3 мм), вызванная, видимо, волновыми движениями. Встречается небольшое количество слюды. Мощность этого слоя примерно 1,2 м.

Слой 4. В 70 см выше находится коренной выход слабо песчанистого, глинистого известняка, темно-серого цвета, с глауконитом и небольшим количеством слюды. Глинистый и карбонатный материал распределен неравномерно (пятнистость) – следы биотурбации, развито ожелезнение по трещинам. Мощность этого слоя около 70 см.

Слой 5. Выше расположены глинистые известняки с небольшим количеством песчаного материала и глауконита, плотные, плитчатые, серого цвета, обладают пятнистой окраской (биотурбация). В этом слое встречено большое количество слюды и пироксенов (размер зерен от 0,5 до 1 мм). Мощность слоя около 70 см.

Слой 6. Сложен глинистыми известняками серого цвета массивными, с небольшим количеством слюды, глауконит практически незаметен, встречаются обломки раковин моллюсков. Мощность этого слоя около 60 см.

Слой 7. Сложен глинистыми известняками серого цвета массивными, биотурбированными, с некоторым количеством слюды, глауконит незаметен. Его мощность более 1 м. Эти мергели постепенно переходят в обычные мергели сеноманского яруса, представленные переслаиванием светло-серых массивных (неслоистых, с биотурбацией) и серых (слоистых, с ожелезнением) глинистых известняков с раковинами иноцерамов, редких брахиопод; верхняя пачка сложена белыми мелоподобными известняками с кремневыми конкрециями.

Микроскопическое изучение выявило ряд особенностей состава и характер их распределения по разрезу, а также характер цикличности отложений. В основании разреза залегают песчаники грауваккового состава, в состав зерен которых входят плагиоклазы, вулканиты, глинистые окатыши и глауконит. Вверх по разрезу песчаники сменяются глинистыми известняками детритово-фораминиферового состава с песчаной примесью того же, грауваккового состава.

Распределение песчаной примеси по разрезу позволяет выделить два цикла осадконакопления мощностью первого – 2,9 м, второго – 2,1 м. Первый цикл состоит из двух частей - терригенной и карбонатной, а второй цикл полностью карбонатный, с терригенной примесью в нижней части, что указывает на удаление терригенного источника сноса. Изучение глинистой фракции подтверждает наличие циклического строения разреза. Анализ зерновой части песчаников и глинистой примеси указывает на местные источники сноса (вулканогенный комплекс байосского возраста (J₂b), терригенный комплекс альбского возраста и глинистый комплекс аптского возраста нижнего мела (K₁br₂-a)).

Структурные особенности и состав органических остатков позволяет предположить, что образование базальных отложений сеноманского яруса происходило в мелководноморской обстановке нормальной солености с его последующим быстрым углублением в условиях среднерасчлененного низкого рельефа суши.

Литература

1. Жабин А.В. Некоторые проблемы глауконитообразования. // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – Воронеж, 2000. – в.3(9). – С. 78-82.
2. Мазарович О.А., Милеев В.С. Геологическое строение Качинское поднятия горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Стратиграфия кайнозоя. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 160 с.
3. Муратов М.В. Краткий очерк строения Крымского полуострова. – М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. – С. 208.

СТРОЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ РИТМИЧНОСТИ, А ТАКЖЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОВРАГА «ТОКМА» (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ, УКРАИНА)

Б.И. Сизанов, А.В. Рудакова

Научный руководитель старший научный сотрудник Р.Р. Габдулин

Московский государственный университет, г. Москва, Россия

Сбор фактического материала осуществлялся в естественном обнажении верхнемеловых отложений правого борта реки Бодрак в устье оврага Токма. Отобрано 100 образцов через 25 см. В тех же точках капометром зафиксированы данные по магнитной восприимчивости. Отобранные образцы горных пород, представляющие собой в основном серые мергели, затем были изучены в камеральных условиях с применением физико-химических, петрографических и литологических методов. Изучено 30 шлифов, для каждого из которых были сделаны фотографии наиболее представительных участков. 30 образцов, соответствующих шлифам, были подвергнуты рентгеноструктурному анализу. Вследствие этого было выявлено крайне малое содержание доломита. 50 образцов исследованы на карбонатность путем растворения сильными кислотами карбонатной составляющей, 5 из которых специалистами в лаборатории МГУ, 45 – непосредственно студентами Сизановым Б.И. и Рудаковой А.В. В результате работ макроскопически были выделены тридцать слоев. Используя данные магнитной восприимчивости в сопоставлении с графиками, составленных по описаниям в полевых условиях, на начальном этапе были выделены приблизительно девять ритмов. Эти ритмы фиксировались по «пиковым» (максимальным) значениям магнитной восприимчивости. Далее, по полученным данным о карбонатности, увеличили число ритмов примерно до двадцати, так как, если проследить минимальное и максимальное содержание органического углерода, можно предположить, что они совпадают с наименее («любовыми») и, соответственно, наиболее выветренными участками каждого слоя. Данный тип ритмов представлен переслаиванием пластов мергелей, вследствие чего относятся к петротипу «Ж» по классификации

Р.Р. Габдулина (2002). Ритмы, как правило, хорошо проявляются в профиле выветривания и характеризуются достаточно выдержанными мощностями.

Литологические особенности и данные анализов фаунистических комплексов (Алексеев, 1989) позволяют сделать вывод, что осадконакопление в данном регионе происходило в условиях постепенного обмеления маастрихтского бассейна. На это указывает постепенное увеличение терригенного компонента (мелкопесчанистого и алевритистого материала). Кроме того, при изучении породы в шлифах, отмечалась большая роль донных беспозвоночных. Порода сильно биотурбирована, возможно это «не состоявшаяся» поверхность типа «hard ground», пронизанная вертикальными и горизонтальными норами, указывающими на приостановки осадконакопления.

Установлена прямая зависимость: сильно биотурбированные породы содержат большое количество кварцевых и глауконитовых зерен; также, в них увеличивается содержание ферромагнитных компонентов. Кроме того, уменьшаются глинистые и карбонатные компоненты. Содержание биогенного кальцита, слагающего раковины, примерно постоянное, а шпатового и микритового - уменьшается. Это, вероятно, можно объяснить тем, что течения, господствующие в данный момент, имели силу достаточную, чтобы сносить с места только легкие частицы. Поэтому можно предположить, что именно течения связаны с изменениями климата, и данные явления можно увязать на общепланетарный уровень. Таким образом, ритмы формировались в неглубоком постепенно мелеющем бассейне, с активно меняющейся гидродинамикой.

Практическая ценность работы заключается в возможности использования полученных результатов при расчленении и корреляции верхнемеловых отложений Русской плиты и ее южного обрамления.

Литература

1. Габдулин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). – М., 2002. – 304 с.
2. Япаскурт О.В. Литология. – М., 2003. - 200 с.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗОВ КАРАСУ И ЧИРЧИК А.Г. Стельмах

**Научный руководитель профессор Х.А. Тойчиев
Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан**

В последние десятилетия возрос интерес к изучению голоценовых отложений, образовавшихся в течение последних 10-12 тыс. лет. В связи с этим, в качестве главной, возникает проблема стратификации и поиска критериев в корреляции континентальных "немых" толщ осадков голоцена. С появлением и развитием палеомагнитного метода в середине XX-го века, геологи получили принципиально новый источник информации, значительно обогативший возможности решения хроностратиграфических задач (Зубаков, Молоствовский, 1982; Тойчиев, 1982). Приобретенная породой первичная намагниченность, обычно сохраняется на протяжении всей последующей геологической истории и, как правило, обнаруживается с помощью комплекса палеомагнитных методов исследований (Буров, Нуралиев, 1986; Храмов, Петрова, 1961; Храмов, Шолпо, 1967). Отметим, что магнитное поле слоя каждой местности в любое данное время определяет три параметра:

- склонение (Д), или измеренный по компасу угол между магнитным севером и географическим (истинным) севером;
- наклонение (J)- угол, который образует с горизонтальной плоскостью свободно подвешенная стрелка и который может меняться от нуля на магнитном экваторе до 90° на магнитном полюсе;
- интенсивность (F), или сила магнитного поля, которая на экваторе составляет половину соответствующей величины на полюсах.

Магнитные минералы в породах показывают, что ориентировка и интенсивность магнитного поля Земли изменялись. Эти минералы приобретают остаточную намагниченность, соответствующую преобладающему магнитному полю (естественная остаточная намагниченность). Измеряя при помощи точной аппаратуры магнитные характеристики пород, включающих ферромагнитные частицы, можно установить изменения направления и напряженности магнитного поля Земли, магнитные наклонение и склонение, которые были свойственны исследуемому пункту в то или иное время. Новизна и значимость информации, получаемая из магнитных характеристик горных пород, в настоящее время дали мощный импульс развитию магнитостратиграфии при исследовании плейстоцен-голоценовых отложений (Белоконь, Кочегура, 1973; Зубаков, Молоствовский, 1982; Тойчиев, 1982).

Палеомагнитные исследования были выполнены по двум разрезам в бассейне р. Чирчик. Голоценовые отложения в местной стратиграфической схеме отнесены к сырдарьинскому комплексу (Исламов, Касымов, 1966; Скворцов, Тетюхин, 1958). Изучение литологического строения отложений русла и поймы I и II надпойменной террасы показывает, что они сильно изменчивы, как по площади, так и по вертикали. Отложения русла и поймы повсюду сложены галечниками, а сверху в пределах основного русла аллювиальными суглинками и в пределах боковых притоков они перекрываются делювиальными суглинками. Там, где аллювиальные голоценовые отложения перекрываются пролювиальными, в толще покровных отложений наблюдается от двух до трёх погребённых почвенных горизонтов, все они имеют серовато-коричневую и тёмно-серую окраску и имеют локальное развитие.

Максимальную информацию о палеомагнитных характеристиках горных пород голоцена из разрезов долины р. Чирчик можно получить на основе комплексного анализа полевых и лабораторных исследований. Методика палеомагнитных исследований достаточно полно разработана и изложена во многих классических публикациях (Буров, Нуралиев, 1986; Храмов, Петрова, 1961; Храмов, Шолпо, 1967). При проведении полевых палеомагнитных исследований, производился отбор двух-трёх ориентированных образцов кубической формы с ребром 5 см. со стенки

выработки, после зачистки обнажения разреза. Отбор производился сплошную. Второй этап работ заключался в проведении специальных палеомагнитных лабораторных исследований с целью выделения первичной (I_n^0) и вторичной намагниченности из спектра I_n . Все отобранные образцы прошли полный цикл измерения по методике А.Н. Храмова, в процессе которого определены значения составляющих естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Образцы пород коллекции подвергались: временной чистке и методу компенсации вязкой намагниченности; изучению I_n пород в переменном магнитном поле; изучению I_n пород под воздействием температуры; изучению ферромагнитных минералов горных пород. Критерием достоверности результата являлось совпадение направлений I_n^0 полученных после испытания образцов (основного и дубликата) двумя разными по характеру воздействия методами удаления вторичных компонент намагниченности.

Рассмотрим каждый разрез по отдельности. Разрез Карасу расположен в среднем течении бассейна р. Чирчик 0,5 км западнее дороги Ташкент-Алмалык, на левом берегу р. Карасу. Разрез характеризует строение II террасы р. Чирчик. Отложения данной террасы в основном распространены в среднем и нижнем течении реки. На правобережной части они сохранились в виде узких полос. Наибольшее распространение они имеют на левобережной части среднего течения реки. Строение и генезис отложений разреза вниз по течению меняется и связан с локальными тектоническими движениями в бассейне. На участке исследования разрез сложен пролювиальными лессово-почвенными отложениями с двумя погребёнными почвами мощностью 4,8 м и аллювиальными галечниками. Вниз по течению реки мощность лёссовых пород сокращается наполовину и в разрезе пролювиальные отложения перекрываются аллювиальными. В нижнем течении опять мощность лёссово-почвенных отложений увеличивается до 7-8 м и подстигается дресвой и песком. Общая мощность изученного разреза 4,80 м и сверху вниз представлен (мощность, м.):

1. Современная почва. ПГ-1, суглинок, серый, комковатый, пористый, переход резкий (0,3).
2. Суглинок, серый, тёмно-серый, плотный, комковатый, переход резкий (2,40).
3. ПГ-2, суглинок, серый, тёмно-серый, плотный, комковатый, переход резкий (0,25).
4. Суглинок, серый, плотный, однородный, переход резкий (0,15).
5. ПГ-3, суглинок, серый, тёмно-серый, плотный, комковатый, переход постепенный (0,50).
6. Суглинок, серый, плотный, однородный, известковистый, переход постепенный (0,50).
7. Суглинок, серый, с включением щебня и дресвы, переход постепенный (0,20).
8. Галечник.

Всего отобрано 240 ориентированных образцов. Естественная остаточная намагниченность суглинков в слое два изменяется в пределах $(19,0 \div 53,2) \cdot 10^{-6}$ СГС при $I_{н\text{ср}} = 38,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость находится в пределах $(27,0 \div 94,0) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{\text{ср}} = 58,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, в слое 6 изменяется в пределах $(22,0 \div 43,0) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $I_{н\text{ср}} = 28,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость в пределах $(39,0 \div 88,0) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{\text{ср}} = 59,2 \cdot 10^{-6}$ СГС. Высокие значения I_n и χ приходится слою 2 и, сравнительно низкие, слою 6. Магнитные свойства почв изменяются незначительно. Естественная остаточная намагниченность почвы в слое 5 варьирует в пределах $(19,0 \div 53,2) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $I_{н\text{ср}} = 38,0 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость находится в пределах $(27,0 \div 94,0) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{\text{ср}} = 58,0 \cdot 10^{-6}$ СГС. Корреляция между I_n и χ не отмечается.

Разрез Чирчик расположен в 2,5-3,0 км к востоку от п. Гульбахор на левом берегу р. Чирчик. Отложения разреза характеризуют строение II надпойменной террасы р. Чирчик ниже среднего течения. Отложения представлены аллювиальными суглинками, супесями, песками и галечниками, мощность лёссовых пород не превышает 1,5 м. В разрезе в сокращённом виде представлены оба цикла осадконакопления. Опробована вся лёссовая толща мощностью 1,65 м. Разрез сверху вниз представлен (мощность, м.):

1. Современная почва, суглинок, серый, комковатый, трещиноватый, с содержанием песчаной фракции, переход резкий (0,05).
2. Песок, желтовато-серый, мелкозернистый, сыпучий, переход резкий (0,35).
3. Супесь, серая, мягкая, известковистая, с содержанием песчаной фракции, скрытослоистый (0,10).
4. ПГ-1. Суглинок, тёмно-серый, плотный, жирный, переход постепенный (0,30).
5. Суглинок, серый, жёлтовато-серый, плотный, известковистый, скрытослоистый, в нижней части встречаются известковистые включения и ржавые пятна, переход резкий (0,85).
6. Галечник, серый, мелкогалечниковый.

Всего отобрано 50 ориентированных образцов. Естественная остаточная намагниченность суглинков изменяется в пределах $(0,8 \div 52,4) \cdot 10^{-6}$ СГС, при $I_{н\text{ср}} = 12,6 \cdot 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость изменяется в интервале $(10,0 \div 95,0) \cdot 10^{-6}$ СГС при $\chi_{\text{ср}} = 26,3 \cdot 10^{-6}$ СГС. Вязкая намагниченность пород не превышает 35% I_n . Высокие значения I_n и χ приходится на супеси и почвы. В целом магнитные характеристики пород очень низкие.

Изучение магнитных свойств голоценовых отложений разрезов Карасу и Чирчик показало, что отложения II надпойменной террасы в бассейне р. Чирчик намагничены по направлению современного магнитного поля Земли ($D_{\text{ср}} = 35^\circ$, $J_{\text{ср}} = 58^\circ$), и в верхней части разреза Карасу установлен кратковременный полярный экскурс $D_{\text{max}} = 178^\circ$, $J_{\text{max}} = 38^\circ$. Кроме того, в разрезах голоценовых отложений региона, отмечается закономерное укрупнение осадков от древнеголоценовых к современным, и, очевидно, это связано с усилением тектонических движений в голоцене.

Изложенный материал показывает реальную возможность использования палеомагнитных характеристик как "жестких" палеомагнитных реперов в "немых" отложениях для хроностратиграфической корреляции с эталонными разрезами стратиграфических подразделений голоцена не только бассейна р. Чирчик, но и других регионов Узбекистана, несмотря на разнообразие литолого-фациального состава и сравнительно слабую обеспеченность разрезов биостратиграфическими и другими материалами.

Литература

1. Белоконов В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. – Л.: Недра, 1973.
2. Буров Б.В., Нуралиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. – Казань: КазГУ, 1986.
3. Зубаков В.А., Молостовский Э.А. Основные принципы разработки магнитографических схем. / В кн. Палеомагнетизм и стратиграфия мезо-каинозойских отложений. – Киев: Наукова думка, 1982.

4. Нейштадт М.И., Хотинский Н.А. Проблемы голоцена. / В кн.: XI Конгресс ИНКВА: Итоги и перспективы. – М.: Наука, 1985.
5. Исламов А.И., Касымов С.М., Мавлянов Г.А., Скворцов Ю.А., Тетюхин Г.Ф. Четвертичные отложения. / В кн. Стратиграфия УзССР. – Ташкент, 1966. – т.2.
6. Скворцов Ю.А., Тетюхин Г.Ф. К стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана. // Унификация стратиграфических схем Средней Азии: Тез. док. к совещанию. – М.: Гостехиздат, 1958.
7. Тойчиев Х.А. Сводный палеомагнитный разрез четвертичных отложений Узбекистана. // Уз. геол. жур. – Ташкент, 1982. – №3.
8. Тойчиев Х.А. Палеомагнитная стратиграфия четвертичных отложений Узбекистана. // Тез. докл. XI Конгресса ИНКВА. – М., 1982. – т.3.
9. Храмов А.Н. Петрова Г.Н., Кочегурова В.В. и др., Методика палеомагнитных исследований. – М., 1961.
10. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. – Л., 1967.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕЙ ПРИСАЛАИРСКОЙ ЗОНЫ КУЗБАССА

Е.С. Сысоев, В.И. Стреляев

**Научный руководитель профессор В.П. Парначев
Томский государственный университет, г. Томск, Россия**

Присалаирская зона Кузбасса расположена вдоль юго-западной границы бассейна, представляя собой дугу, обращенную выпуклостью к центру Кузнецкого бассейна. Параллельно границе ориентированы крупные продольные разрывы и оси основных складок этой зоны. Присутствуют также складки субширотного простирания (ундуляционный тип складчатости), обязанные своим появлением давлению со стороны Колывань – Томской складчатой зоны. Горные породы в пределах полосы испытали сильные деформации. Они собраны в складки и разорваны крупными продольными нарушениями, которые прослеживаются на 100 - 150 км. Эти разрывы обычно падают на юго-запад под углом 40-80°, имеют амплитуду смещения до 2000 м и более. Они разбивают угленосные отложения района на ряд тектонических блоков. Время проявления складчатости поздний триас - ранняя юра. В основе процесса создания пликативных структур, лежит перемещение и вращение тектонических блоков (в сочетании с приразломным смятием).

Простирание структурной триады север-северо-западное, северо-западное. Продуктивные отложения, в которых находятся залежи угля, имеют пермский возраст. Рассматриваются угли балахонской серии, верхнебалахонской подсерии (P₁bl).

В результате анализа малоамплитудных деформаций Присалаирской зоны Кузбасса выделено две блоковых системы (с запада на восток) – Бачатская, Краснобродская (Сысоев, Стреляев, 2004). За границы Бачатской блоковой системы принимаются два разлома на западе – Бачатский разлом (нарушение “А”), на востоке Тырганский разлом. Краснобродская блоковая система располагается между Калзыгайским разломом (дизъюнктив “Р”) и Киселевским разломом. Разломы имеют взбросовый характер, с амплитудой перемещения до 2-3 км. В целом, в плане взаимоотношения Бачатской и Краснобродской блоковых систем отмечается то, что Краснобродская блоковая система опущена по отношению к Бачатской на 2 - 2,5 км по Тырганскому и Калзыгайскому разломам. Это сыграло важную роль в изменении качества угольных слоев.

Определяющую роль в складкообразовании и морфологии складок играют разломы. В зависимости от амплитуды нарушений каждый из блоков, входящий в Бачатскую или Краснобродскую блоковую систему, в силу вязкого трения подвергается разным воздействиям со стороны смежных блоков. Смежные блоки при этом движутся (а соответственно, и силы вязкого трения направлены) либо в одну, либо в противоположные стороны. Влияние на конечную форму складок оказывает исходное залегание пород к моменту наложения разломов. Роль этого фактора показана на рисунке 1. Согласно этому рисунку выделяются две схемы приложения усилий вязкого контактного трения к рассматриваемому блоку:

- а) разнонаправленная, когда с обеих сторон силы действуют в противоположном направлении.
- б) однонаправленная, когда с обеих сторон силы действуют в одном направлении (на рисунке показано стрелками).

По такому принципу происходит образование складок в Бачатской и Краснобродской тектоно-блоковых системах.

Была обнаружена зависимость содержания химических элементов (Ni, Co, Sr, Ba) от структурной локализации угольной залежи. Наиболее высокие концентрации химических элементов находятся в относительно наиболее погруженных тектонических блоках (табл.1). Такой характер распределения не может быть объяснен только путем сингенеза. Наиболее удовлетворительное объяснение находится в признании мощного влияния эпигенетических процессов – в гидротермальном привносе элементов и перераспределении их в полярных флюидоактивных зонах.

Межблоковые системы разломов рассматриваются как дренажные зоны, связывающих различные этажи аккумуляции флюидов и пласты угля различных толщ. Эти дренажные системы выступают как важнейшие структурные элементы, обеспечивающие конвективный тепло-массообмен. Родоначальником гидротермальных флюидов является предполагаемый плюм пермь-триасового возраста (Добрецов, 1997), одним из проявлений которого является трапповый магматизм как на территории Восточной Сибири, так и на территории самого Кузнецкого грабен-рифта.



Рис.1. Варианты морфогеनेза складок как функции перемещения тектонических блоков Бачатской и Краснобродской тектоно-блоковых систем в связи с полярными геодинамическими обстановками.

В Присалаирской зоне Кузбасса, по отношению ко всему угольному бассейну, фиксируется полоса более высокого палеогеотермического градиента. Эти отклонения указывают на существование здесь более высокого потока тепла из недр Земли. Такое отклонение достигается при геотермическом градиенте 50—60°С/км 90 (Семеркин, 1971). Предполагать, что увеличение геотермического градиента могло образоваться за счет более глубокого прогиба вдоль этой полосы дна бассейна, мало вероятно, так как никаких признаков увеличения на 1,5 — 2 км мощности вышележащих свит в разрезах не наблюдается. Предполагается, что такое резкое увеличение геотермического градиента возникло именно за счет воздействия глубинного, мантийного тепла.

Проведенные С.В. Крыловым и др. (Крылов, 1971) глубинные исследования земной коры в районе Салаирского кряжа выявили глубинный крутопадающий разлом, следящийся до глубины 60 км. Данный разлом является основным подводящим каналом глубинных флюидов, обогащенных химическими элементами.

Мантийный диапиризм считается нами одним из важнейших механизмов обмена веществом между оболочками Земли. Минимальная оценка объема мантийных плюмов может исходить из того, что в течение фанерозоя действовало около 300 плюмов с минимальной производительностью $2 \cdot 10^4$ км³ гибридного материала (Добрецов, 1997).

Наряду с привнесением химических элементов происходит и повышение температуры, повлиявшей на степень углефикации и метаморфическое преобразование углей. Пласты угля являются наиболее “жесткими” тепловыми экранами. Дифференцированно адсорбируя восходящий термический поток, они сами становятся объектом интенсивной тепловой обработки, что фиксируется увеличением значений отражательной способности витринита в зависимости от пространственного положения и от глубины залегания первичных тектонических блоковых систем (табл.1) (Сысоев, Стреляев, 2004).

Химические элементы в углях тесно связаны с источниками тепла. Они входят в состав минералов, реже встречаются в самородном виде. Изучаемые никель и кобальт отмечаются в составе сульфидов: никель-кобальтовый пирит [(Ni, Co, Fe)S₂]. Стронций и барий входят в состав оксидов: таусонит [SrTiO₃], хонгквистит [BaTiO₃] (табл.1).

Таблица 1

Тектонический блок	Содержание хим. эл. в г/т золы				Стадия метаморфизма	Отражательная способность витринита, R _o , %	Марка угля
	Ni	Co	Sr	Ba			
Бачатский	12	5	280	143	II ₁ -III ₃	1,1-1,35	К-КО
Краснобродский	39	13	229	245	IV ₁ -IV ₃	1,30-1,74	T

Примечание: Для изучения содержаний химических элементов в углях был использован количественный спектральный анализ, проведенный для всех углей одновременно и в одной и той же лаборатории. Лабораторные исследования проводились в лаборатории минералогии и геохимии Томского государственного университета, г. Томск. Согласно ГОСТ 110022-95.

Типичная позиция нахождения минералов в угле – нарастание на стенках сохранившихся древесных сосудов, причем минералы, занимающие такую позицию, часто имеют грибообразную форму. Это позволяет предположить, что образование подобных форм происходит при отложении минерального вещества из фильтрующихся растворов, являющихся производными глубинных флюидов.

Таким образом, устанавливается отчетливая зависимость степени метаморфизма и геохимической зональности от локализации угольных залежей в различных тектоно-блоках. Важно, что качество углей зависит от клавишно-блоковых систем Присалаирской зоны Кузбасса из-за разнообъемного воздействия. Это подтверждается составом хим. элементов углей различных тектонических блоков.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма. // Докл. АН. – М., 1997. – т.354. – №2. – С. 220-223

2. Крылов С.В. и др. Глубинные сейсмические исследования в районе Салаирского кряжа. // Геология и геофизика. – М., 1971. – №7. – С. 79-83.
3. Семеркин В.И. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным. // Геотектоника. – М., 1971. – №3. – С. 87-94
4. Сысоев Е.С., Стреляев В.И. Тектоно-блоковое строение Бачатского угленосного района (Кузбасс). // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Молодежная школа-конференция XXXVII Тектонического совещания. – М., 2004.
5. Сысоев Е.С., Стреляев В.И. О метаморфических преобразованиях углей (на примере Бачатского угленосного района Кузбасса). // Проблемы геологии и освоения недр: VIII международный симпозиум имени академика М.А. Усова. – Томск: ТПУ, 2004.
6. Сысоев Е.С., Стреляев В.И. Плюмаж и метаморфические преобразования углей (на примере Бачатского угленосного района Кузбасса). // Студент и научно-технический прогресс: Материалы XLII международной научной студенческой конференции. – Новосибирск: НГУ, 2004. – С. 85-86.

АМФИБОЛЫ БЕРЕНДЖАКСКОЙ ЗОНЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ГРАНИТИЗАЦИИ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

А.Ю. Фальк

Научный руководитель доцент Б.Д. Васильев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

На Беренджакской площади относительно недавно были выявлены зоны кварц-альбитовых гранитоподобных метасоматитов (Арыштаев, Васильев, 1983), которые до сих пор недостаточно изучены. В связи с установлением золотоносности этих зон (Фальк, 2004) потребовалось детальное изучение их минералогического состава. Петрографическое описание кварц-альбитовых метасоматитов и пород «рамы» приводилось в ранее опубликованных работах (Фальк, 2003; Фальк, 2004).

Изучение породообразующих минералов переменного состава, в частности амфиболов, проводилось по прозрачно-полированному шлифу на примере пересечения зон «гранитизации» по Ипчул – Бизинскому водоразделу как наиболее показательному (табл.1), так как на западе зона метасоматической гранитизации развивается по метабаазальтам коммунаровской свиты, а на востоке – по метагабброидам Изыхского массива.

Определение состава амфиболов было выполнено автором в Институте минералогии Вестфальского университета (г. Мюнстер, Германия) на микронзонде JEOL JXA 8600MX при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе поглощения 15 нА. Формулы амфиболов рассчитывались на основе 23 атомов кислорода, предполагая 2(OH, F, Cl). Оценка содержания Fe³⁺ и расчет структурных формул амфиболов производилась по методике Дж. Шумахера (Schumacher, 1997) при допуске, что сумма катионов (исключая Na+K) равна 15.

Таблица 1

Минералы группы амфиболов, встречающиеся в зонах метасоматической гранитизации

Шлиф	Порода	Минералы группы амфиболов*
И-1	спилитизированный метабаазальт	отсутствуют
И-2	метасоматически измененный метабаазальт	Fe-Hbl + Mg-Hbl + Fe-Ts + Act
И-5	метасоматически измененный метабаазальт	Mg-Hs + Mg-Hbl + Prg + Krs + Act
И-6	мелкопорфировый метабаазальт	Fe-Hbl + Mg-Hbl + Act
И-7	амфибол-плаггиоклазовый метасоматит	Krs + Prg + Act
И-9	хлорит-альбит-кварцевый метасоматит	отсутствуют
И-10-4	кварц-альбитовый метасоматит («плаггиогранит»)	отсутствуют
И-14	хлорит-альбит-кварцевый метасоматит	отсутствуют
И-17-2	амфибол-плаггиоклазовый метасоматит	Fe-Hbl + Fe-Act
И-20	метагаббро	Mg-Hbl + Act
И-21	амфибол-плаггиоклазовый метасоматит	Mg-Hs + Mg-Hbl + Act

*Названия минералов группы амфиболов даны согласно классификации амфиболов, принятой Международной Минералогической Ассоциацией (Leak et. al., 1997). Fe-Hbl – железистая роговая обманка, Mg-Hbl – магнезиальная роговая обманка, Act – актинолит, Fe-Act – железистый актинолит, Krs – керсутит, Mg-Hs – магнезиальный гастингсит, Fe-Ts – железистый чермакит.

Центральная часть зоны гранитизации складывается кварц-альбитовыми метасоматитами («плаггиогранитами», обр. И-10-4), лишенными минералов группы амфиболов. В зонах, непосредственно прилегающих к «плаггиогранитам» (обр. И-9, И-14), амфиболы отсутствуют, но наблюдаются псевдоморфозы микрокристаллического сфен-эпидот-хлоритового агрегата по ним.

Таблица 2

Состав амфиболов, встречающихся на западном фланге зоны метасоматической гранитизации

Шлиф	И-2			И-5				И-6		И-7	
	Fe-Hbl	Mg-Hbl	Fe-Ts	Mg-Hbl	Mg-Hs	Prg	Ks	Fe-Hbl	Mg-Hbl	Ks	Prg
SiO ₂	44,03	52,02	42,88	51,88	42,48	42,1	41,46	44,07	49,6	38,67	42,39
TiO ₂	0,2	0,4	0	0,46	3,77	4,06	5,07	0,38	0,3	4,94	0,42

Al ₂ O ₃	12,18	5,06	14,65	4,89	10,48	11,17	11,05	11,06	6,72	13,7	13,11
FeO	21,29	13,42	20,62	11,78	13,45	13	12,86	21,37	17,88	15,72	16,31
MnO	0,26	0,26	0,31	0,13	0,36	0,29	0,27	0,54	0,41	0,29	0,31
MgO	6,83	14,14	6,14	15,08	12,94	12,61	12,75	8,2	11,62	9,4	10,54
CaO	11,65	12,2	11,61	12,14	10,68	10,99	10,67	11,15	11,06	11,77	11,73
Na ₂ O	1,13	0,68	1,23	0,64	2,74	3,02	2,86	1,42	0,96	2,34	2,25
K ₂ O	0,34	0	0,35	0,14	0,69	0,71	0,61	0,18	0,1	1,79	0,46
Total*	97,91	98,18	97,79	97,14	97,59	97,95	97,6	98,37	98,65	98,62	97,52
* без учета (OH, F, Cl)											
Formula Proportions based on cation ideal occupancies and 23 oxygen cations											
Si	6,628	7,466	6,452	7,475	6,281	6,223	6,135	6,566	7,208	5,836	6,308
^{IV} Al	1,372	0,534	1,548	0,523	1,719	1,778	1,865	1,434	0,793	2,165	1,691
^{VI} Al	0,788	0,322	1,049	0,306	0,107	0,168	0,062	0,508	0,358	0,272	0,607
Ti	0,023	0,043	0	0,050	0,419	0,451	0,564	0,043	0,033	0,561	0,047
Fe ³⁺	0,273	0,117	0,211	0,106	0,302	0,145	0,226	0,630	0,373	0	0,393
Mg	1,533	3,026	1,377	3,239	2,852	2,779	2,813	1,821	2,517	2,115	2,338
Fe ²⁺	2,407	1,493	2,384	1,313	1,361	1,462	1,365	2,033	1,799	1,984	1,636
Mn	0,033	0,032	0,040	0,016	0,045	0,036	0,034	0,068	0,050	0,037	0,039
Ca	1,879	1,876	1,871	1,874	1,692	1,740	1,692	1,780	1,722	1,903	1,870
Na	0,330	0,189	0,359	0,179	0,785	0,865	0,820	0,410	0,270	0,685	0,649
K	0,065	0	0,067	0,026	0,130	0,134	0,115	0,034	0,019	0,345	0,087
Sum	15,331	15,098	15,358	15,107	15,693	15,781	15,691	15,327	15,142	15,903	15,665

На западном фланге зоны гранитизации, развивающейся по метабаазальтам коммунаровской свиты, минералы группы амфиболов по мере продвижения к внешней границе представлены: керсутитом и развивающимся по нему паргаситом и актинолитом (обр. И-7); железистой и магнезиальной роговой обманкой (обр. И-6); магнезиальным гастингситом, магнезиальной роговой обманкой, редкими мелкими кристаллами паргасита и керсутита (обр. И-5); железистой и магнезиальной роговой обманкой и железистым чермакитом (обр. И-2). В этой переходной зоне формируются бескварцевые керсутитовые метасоматиты, характеризующиеся темно-зеленой тонкозернистой основной массой, сложенной альбитом, керсутитом, хлоритом, эпидотом, на фоне которой выделяются относительно крупные (1–5 мм) кристаллы керсутита (обр. И-7). Метасоматические изменения в метабаазальтах проявляются неравномерно, в виде струй, в пределах которых и распространены амфиболы (обр. И-6).

В зоне перехода от «плагиигранитов» к метагаббро определены следующие минералы группы амфиболов: железистая роговая обманка и железистый актинолит (обр. И-17-2), магнезиальный гастингсит и замещающие его магнезиальная роговая обманка и актинолит (обр. И-21). Здесь на фланге сформированы темные, мелкозернистые амфибол–плагноклазовые метасоматиты, в которых по мере приближения к метагабброидам железистая роговая обманка сменяется магнезиальным гастингситом.

Таблица 3
Состав амфиболов, встречающихся на восточном фланге зоны метасоматической гранитизации

Шлиф	И-17-2		И-20	И-21	
Минерал	Fe-Hbl	Fe-Act	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Mg-Hs
SiO ₂	50	50,67	52,34	51,67	42,36
TiO ₂	0,78	0,62	0,24	0,75	0,99
Al ₂ O ₃	4,35	3,79	5,6	3,54	12,5
FeO	22,71	23,18	10,91	11,53	10,78
MnO	0,32	0,57	0,25	0,3	0,18
MgO	9,1	9,56	16,82	16,41	15
CaO	9,75	9,33	10,85	11,43	11,24
Na ₂ O	0,93	0,93	0,87	1,01	2,6
K ₂ O	0,35	0,26	0,1	0,28	1,07
Total*	98,29	98,91	97,98	96,92	96,72
* без учета (OH, F, Cl)					
Formula Proportions based on cation ideal occupancies and 23 oxygen cations					
Si	7,472	7,523	7,392	7,450	6,214
^{IV} Al	0,528	0,477	0,608	0,550	1,786
^{VI} Al	0,239	0,187	0,324	0,052	0,375
Ti	0,088	0,069	0,025	0,081	0,109
Fe ³⁺	0,191	0,223	0,273	0,295	0,501
Mg	2,027	2,116	3,542	3,528	3,280
Fe ²⁺	2,647	2,655	1,016	1,096	0,821
Mn	0,041	0,072	0,030	0,037	0,022
Ca	1,561	1,484	1,642	1,766	1,766
Na	0,269	0,268	0,238	0,282	0,739
K	0,067	0,049	0,018	0,051	0,200
Sum	15,130	15,123	15,108	15,188	15,813

Состав минералов группы амфиболов приведен в таблицах 2 и 3. Как видно из табл. 1-3, в переходных зонах распространены только кальциевые амфиболы, причем по мере удаления от центральной части («плагиигранитов»), наблюдается закономерная смена их состава: Ti-содержащие (керсутит, паргасит) → магнезиальные → железистые.

Результаты расчета баланса вещества при метасоматозе (Фальк, 2003) показали, что зона «гранитизации» формировалась как зона кремне-щелочного метасоматоза прогрессивной стадии метасоматического цикла с привнесом Si, Na и K, с интенсивным выносом Fe, Mn, Mg, Ca в зоны базификации, образующиеся на флангах зоны гранитизации. Для переходных к породам «рамы» зон (зон базификации) характерно: уменьшение количества кварца на флангах; интенсивная эпидотизация и амфиболизация, вплоть до образования амфиболовых (керсутитовых, роговообманковых, гастингситовых) метасоматитов.

Таким образом, смена минеральных видов амфиболов отражает перераспределение породообразующих элементов в процессе кремне-щелочного метасоматоза.

Работа выполнена благодаря стипендии Президента РФ для прохождения научных стажировок за рубежом и при поддержке гранта 2.27.2005 Рособразования.

Литература

1. Арыштаев С.А., Васильев Б.Д. О природе «плагиигранитов» и «кварцевых порфиоров» района Ипчуйского месторождения. // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 39–49.
2. Казицын Ю.В. Метасоматизм в земной коре. – Л.: Недра, 1979. – 208 с.
3. Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. – М.: Недра, 1968. – 364 с.
4. Фальк А.Ю. Беренджакская зона гранитизации (Кузнецкий Алатау). // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. VII Междунар. науч. симп. студ., асп. и мол. учен. им. академика М.А. Усова. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 70–72.
5. Фальк А.Ю. Опыт зарубежной стажировки в Вестфальском университете (Германия). // Проблемы геологии и освоения недр: Труды VII Международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2003. – С. 68–69.
6. Фальк А.Ю. Минералого-геохимические особенности зон метасоматической гранитизации (Кузнецкий Алатау). // Проблемы геологии и освоения недр: Труды VIII Международного научного симпозиума им. академика М.А. Усова. – Томск: Изд-во ТПУ, 2004. – С. 63–65.
7. Leake B.E. et. al. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. // Canadian Mineralogist. – 1997. – Vol. 35. – P. 219–246.
8. Schumacher J.C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. // American Mineralogist. – 1997. – Vol. 82. – P. 1031–1037.

ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА

С.Н. Хафаева

Научные руководители заведующие лабораториями А.В.Каныгин, Б.Л.Никитенко
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Территория Усть-Енисейского района являлась полигоном для разработки стратиграфии мезозоя и кайнозоя севера Сибири. Именно на этой и соседних территориях находятся стратотипические разрезы свит мезозоя севера Сибири. Биостратиграфическое расчленение и корреляция мезозоя Сибири базируются на анализе стратиграфического распространения морских моллюсков, микрофауны (фораминиферы, микрофораминиферы и остракоды), одноклеточных водорослей, спор и пыльцы и др. Значение фораминифер, как стратиграфического индикатора, весьма высоко, так как эта группа организмов имеет высокие темпы эволюции, встречается в широком спектре фаций (от солоноватых до нормально соленых) и в значительном количестве практически по всему разрезу нижнего мела. В последнее время шкала по фораминиферам активно используется при расчленении и корреляции мела на закрытых территориях Западной Сибири. С точки зрения практической стратиграфии эта группа постоянно привлекала внимание исследователей (Буллыникова, 1973; Биостратиграфия, 1982; Атлас, 1990).

Биостратиграфические исследования мезозоя Усть-Енисейского района активно проводились в конце 1950-х-начале 1970-х годов, по мере развертывания поискового бурения. Впоследствии массовые поисковые и геологоразведочные работы сместились в северные и центральные части Западной Сибири, и стратиграфические схемы мезозоя разрабатывались и совершенствовались уже на этих территориях. Начиная с 1980-х годов, керновый материал с территории Усть-Енисейского района поступал в крайне ограниченном количестве. Соответственно при разработке и совершенствовании стратиграфических схем мезозоя Сибири приходилось опираться только на старые данные по Усть-Енисейскому району.

Разработка и детализация зональных шкал нижнего мела по микрофоссилиям и совершенствование литостратиграфических моделей возможна только по наиболее полным разрезам. Такими разрезами являются естественные выходы мезозоя, вскрытые в Восточной Сибири и западном обрамлении Западной Сибири. Однако в большинстве случаев гигантские территории Сибири являются «закрытыми» и изучение стратиграфии этих толщ, реконструкция геологической истории возможно только по керну скважин. Разрезы, расположенные в Усть-Енисейском районе, вскрытые скважинами в последнее десятилетие практически полностью охарактеризованы керном. Непрерывный отбор керна в этих скважинах позволяет решить многие спорные вопросы стратиграфии нижнего мела; точно определить положение границ между литостратонами непосредственно в керне и относительно биостратонов по микрофоссилиям; уточнить положение границ между биостратонами в шкалах разработанных по фораминиферам, и в итоге, усовершенствовать и уточнить зональные шкалы.

Материалом для данной работы послужила коллекция фораминифер, полученная в результате обработки образцов из керна скважин Северо-Вологачанская-18 и Северо-Вологачанская-23 (Северо-Вологачанская площадь, Усть-Енисейский район). Скважинами вскрыты отложения верхней юры и мела (от оксфорда до сеномана).

В итоге проведенных исследований выполнен комплексный микропалеонтологический анализ нижнемеловых толщ и приведена микропалеонтологическая характеристика изученных разрезов по фораминиферам. Стратиграфический анализ систематического состава и распределения таксонов изученных групп микрофоссилий позволил провести зональное расчленение разрезов Усть-Енисейского района. В изученных разрезах прослежены биостратоны региональной шкалы нижнего мела Западной Сибири по фораминиферам, каждый из которых (фораминиферовые зоны, слои с фораминиферами) характеризуются определенным набором характерных видов.

Микропалеонтологические исследования позволили существенно расширить палеонтологическую характеристику литостратонов и уточнить стратиграфическое положение границ ряда изученных свит. Основу комплексов из нижнемеловых отложений составляют агглютинирующие группы фораминифер, представители семейств аммодискид, трохамминид. Количество родов агглютинирующих фораминифер в нижнемеловых морских палеоценозах колеблется от 55% в берриасе до 70% в раннем готериве, а по числу экземпляров они еще более многочисленны. Так в берриаских слоях с *Gaudryina gerkei* и *Trochammina rosaceaformis*, а так же в готеривских слоях с *Cribrostomoides concavoides* присутствуют исключительно агглютинирующие раковины фораминифер. Среди них лишь изредка встречаются единичные представители нодозариид, реже полиморфинид, милиолид, цератобулиминид. При изучении таксономической структуры ассоциаций фораминифер была использована полуколичественная характеристика частоты встречаемости по 7-бальной шкале; 100 (изобилие) - многие сотни экземпляров; 30 (очень много) - многие десятки; 9 (много) - первые десятки; 5 (очень часто) - 11-15 экземпляров; 3 (часто) - 6-10 экземпляров; 2 (редко) - 3-5 экземпляра; 1 (очень редко) - 1-2 экземпляра, выраженные в виде гистограмм и круговых диаграмм.

Литература

1. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. - М.: Недра, 1990. - т.1. 286 с. - т.2. - 359 с.
2. Булыникова С.П. Фораминиферы нефтегазоносных отложений неокома Западно-Сибирской равнины. - М.: Недра, 1973. - 369 с.
3. Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы мезозоя. - Л.: Недра, 1991. - 373 с.
4. Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. - Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. - 20 с.
5. Решение V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. - Тюмень, 1990. Тюмень, 1991. - 54 с.
6. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1969. - ч.1. - 143 с.
7. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1970. - ч.2. - 274 с.
8. Сакс В.Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. - М. - Л., Изд-во АН СССР. 1963. - 227 с.
9. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. // Труды ВСЕГЕИ. - Л., 1960. - 280 с.

ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАЙРЕМ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Л.В. Шабалина

Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

В 40-70-х годах XX столетия в Центральном Казахстане открыты и разведаны крупные и суперкрупные месторождения марганца, железа, цинка и свинца. Запасы Pb и Zn только месторождения Жайрем, при сравнительно невысоких содержаниях металлов в рудах, превосходят суммарные запасы всех месторождений Рудного Алтая (по подсчетам до 1990 г). Большинство месторождений являются комплексными Mn-Fe-Pb-Zn-Cu, но отдельные месторождения либо существенно марганцево-железорудные, либо железорудные, либо свинцово-цинковорудные.

Геодинамическая позиция этой важнейшей металлогенической провинции долгое время оставалась не ясной. В аномальном гравитационном поле ей отвечает крупный (300 тыс. км²) гравитационный минимум, который получил название Центрально-Казахстанского (ЦКГМ) (рис.1). Геологическая природа этой уникальной аномалии привлекала внимание нескольких поколений геофизиков. В связи с этим глубинное строение площади, охваченной ЦКГМ, освещено многими профилями глубинного сейсмического зондирования. Но, несмотря на обилие геофизических материалов, гравитационному минимуму давались разные истолкования. Сложность интерпретации заключалась в том, что относительно однородная аномалия охватывала чрезвычайно контрастные по своей природе геологические структуры. Западная половина аномалии соответствует выходам пород докембрия (PR2) Актау-Моинтинского антиклинория, ее центральная часть - выходам офиолитовых комплексов ордовика-силура на юге Жаман-Сарысуевского антиклинория, восточная - каменноугольно-пермским комплексам Балхаш-Илийского наземного вулканического пояса. Разница в глубине эрозийного среза структур, выходящих на дневную поверхность в западной, центральной и восточной частях провинции, достигает 15-17 км. Существенный сдвиг в понимании природы ЦКГМ произошел после сравнения его с аномалиями современных внутриконтинентальных рифтовых систем (Восточно-Африканской, Байкальской и др.). Было установлено, что последние характеризуются крупными гравитационными минимумами, сходными с ЦКГМ (Лобковский, 1988). Учитывая этот фактор, Центральный Казахстан рассматривается нами в качестве палеоаналога современных структур, формирующихся в процессе внутриконтинентального рифтогенеза (Шабалина, 2002). Характерна овальная в плане форма рифтовой системы, ее двухэтапное раскрытие в раннем (O1-S1) и среднем

(D3fm-C1t) палеозое; спрединга океанической коры в центральной части и формирования фамен-раннекаменноугольных рифтовых впадин, в которых локализовано оруденение – по периферии.

Нами проведены комплексная интерпретация ЦКГМ и моделирование отвечающих ему глубинных структур, хорошо отображенных в аномальном гравитационном поле и на структурно-скоростных разрезах, составленных по данным ГСЗ. В центральной части рифтовой системы на уровне верхней мантии расчетным путем выявлены два сателлита мантийного плюма, которым соответствуют куполовидные сводовые поднятия гранулит-базитового слоя земной коры (рис. 2). Состав собственно мантийных диапиров вероятнее всего отвечает лерцолитам, шпинелевым вебстеритам и клинопироксенитам, которые в совокупности характеризуются отрицательной избыточной плотностью на фоне перидотита. Природа мантийных диапиров, может быть связана с дифференциацией вещества пиrolитового (гранат-лерцолитового) состава и отделением от пиrolита наименее тугоплавкого базальтового вещества. Внедрение сопровождалось потоком восстановленного мантийного флюида, раскрытием рифтовых зон, излияниями базальтов контрастной и щелочной серий. Современный облик структуры – коллизионный; сформирован процессами субдукции в раннем-среднем девоне и коллизионного сжатия - в позднем палеозое.

Центрально-Казахстанская палеорифтовая система характеризовалась мощными рудообразовательными процессами, сформировавшими крупные стратиформные месторождения Pb, Zn, Mn, Fe и Ba. В этих процессах большую роль играли потоки восстановленных мантийных флюидов, обогащенных углеродом, транспортировавшие из глубин мантии щелочи, хлориды, солевые расплавы (Беспаяев, 1999) и рассолы металлов.

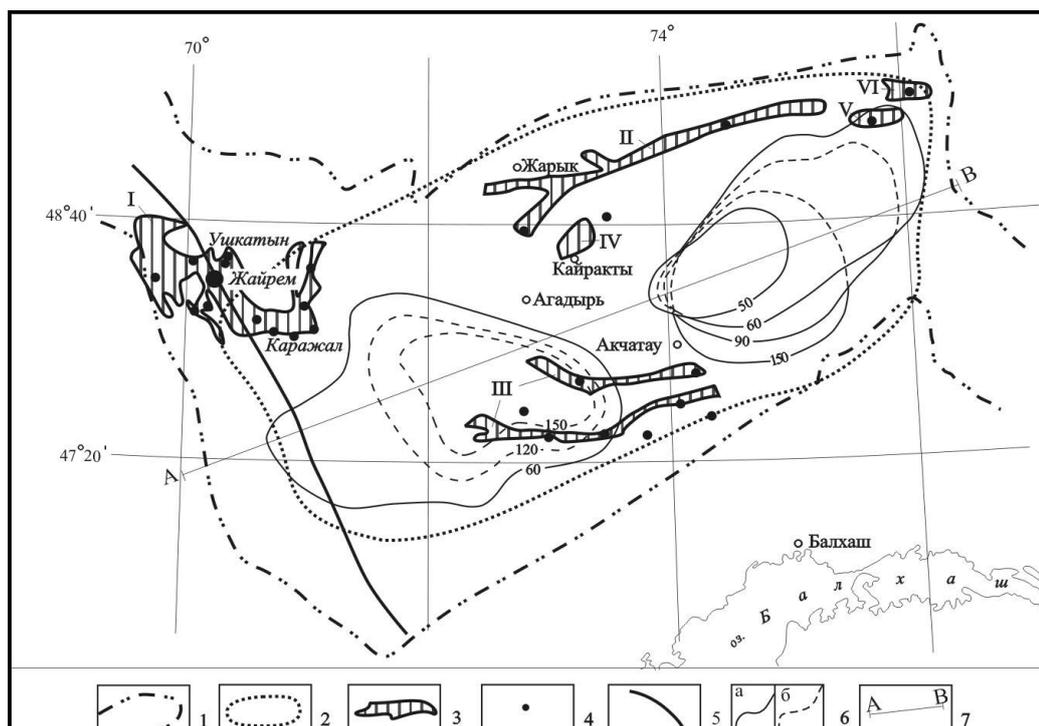


Рис. 1. Структура Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы

1 – границы; 2 – зона высоких градиентов, определяющая внешние границы Центрально-Казахстанского гравитационного минимума; 3 – фамен-раннекаменноугольные рифтовые впадины (I – Жайлыминская, II – Успенская, III – Акжал-Аксоранская, IV – Кайрактинская; V – Карагайлинская; VI – Карасорская); 4 – месторождения Mn-Fe-Pb-Zn-Cu руд (без расчленения); 5 – Тасжарган-Жиландинский раздви; 6 – проекции сателлитов мантийного плюма от разных глубин (км) на дневную поверхность: лежащего бока – а, висящего бока – б; 7 – линия разреза по Центрально-Казахстанскому профилю МОВЗ-ГСЗ (см. рис. 2).

Фаменские рудовмещающие толщи представлены морскими осадочными отложениями (фациями мелководья, открытого моря, мутьевых потоков, иловых впадин) и в подчиненном количестве – покровами трахибазальтов, трахириолитов и туфогенным материалом. Повсеместно присутствует кремнистая составляющая. Наиболее значительные скопления металлов тяготеют к флюидному типу разреза глинисто-кремнисто-карбонатного состава, обогащенного углеродистым веществом. Железо-марганцевые руды, чаще всего, залегают отдельно от свинцово-цинковых, и тяготеют к узловато-слоистым кремнисто-карбонатным породам вишнево-белой и серой окраски, накопившимся в окислительных условиях при избытке кислорода. Свинцово-цинковому оруденению сопутствуют ритмичные черные и темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы, осаждавшиеся в бескислородной восстановительной среде в условиях застойных иловых впадин. Они залегают обычно ниже залежей железных и марганцевых руд, тяготеют к низам разреза отложений позднего фамена. Оба типа оруденения представлены согласными линзовидными залежами осадочного и гидротермально-осадочного происхождения. Выделяются и более поздние столбообразные, линзовидные и пластообразные тела свинцово-цинковых, цинково-свинцово-баритовых и медно-баритовых руд гидротермально-метасоматического генезиса. Рудные компоненты отлагались на дне бассейна в переуглубленных впадинах в такой последовательности: внизу свинец, цинк (в восстановительных условиях среды), выше по глубинному уровню бассейна – железо-марганец (в окислительных условиях среды).

Суперкрупное месторождение Жайрем расположено в пределах Жаильминской мульды – одной из крупнейших рифтовых впадин фамен-раннекаменноугольного возраста. Мульда ориентирована в северо-западном направлении по аз. 300°. Ее протяженность по простиранию 135 км, ширина 45 км. В пределах мульды локализованы крупные железорудные месторождения Каражал, Ктай, Клыч, железо-марганцево-полиметаллические Ушкатын III, Бестюбе и др. Основание мульды характеризовалось широким раскрытием в осевой части, что подтверждается данными магнито-теллурического зондирования (Альмуханбетов, 1984).

В отличие от всех остальных рифтовых впадин, субпараллельных бортам рифтовой системы, Жаильминская мульда расположена поперек к ее северо-западному борту. Разрез мульды подстилается вулканическими комплексами девонского наземного пояса, которые в свою очередь, несогласно ложатся на линейные складчатые структуры каледонского основания и разделяющие их глубинные разломы. К восточной части мульды, перекрывающей структуры девонского пояса и Атасуйского антиклинория, приурочено железорудное месторождение Каражал. Центральная часть мульды расположена над скрытым Тасжарган-Жиландинским разломом, ориентированным поперек к близширотному направлению мульды, и представляющим собой широкий раздвиг. В осевой части раздвиговой зоны локализовано комплексное полиметаллическое месторождение Жайрем, а в ее прибортовых частях, в крыльях Жаильминской мульды – железо-марганцевые месторождения Ушкатын III, Жомарт и др. Северо-западная часть мульды, удаленная от рифтовой системы, – безрудна.

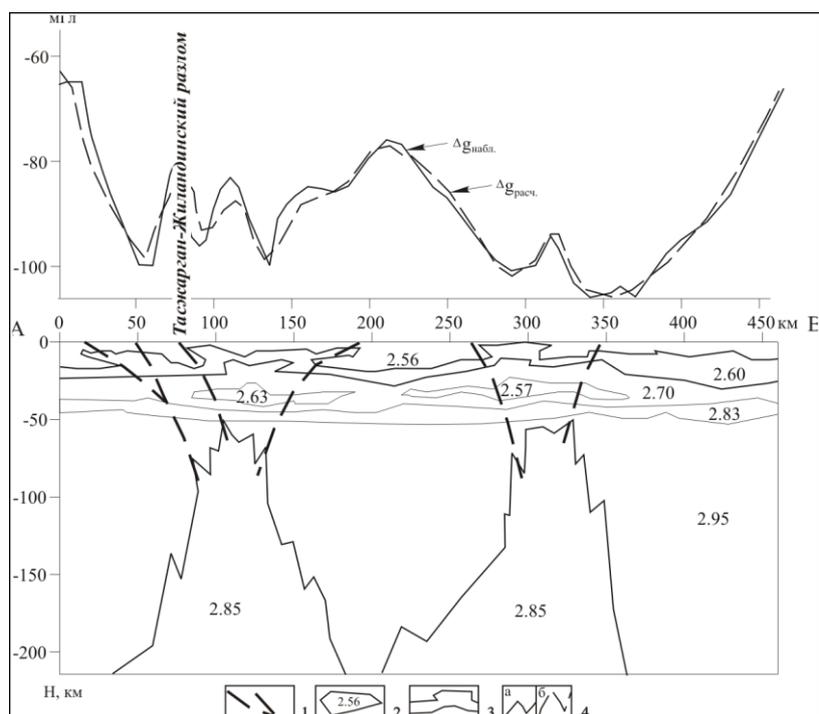


Рис.2. Плотностная модель разреза ЗК и верхней мантии по Центрально-Казахстанскому профилю МОВЗ-ГСЗ
1 – разрывные нарушения; 2 – значения плотности земной коры и верхней мантии, г/см³; 3 – линии равных скоростей, км/с;
4 – графики аномалии силы тяжести: наблюдаемые (а), расчетные (б) значения

Центральная зона месторождения Жайрем сложена медно-баритовыми метасоматитами с гематитом, которые затем сменяются зонами галенит-баритовых, галенит-сфалерит-баритовых, богатых сфалерит-галенитовых с баритом, пластовых пирит-сфалеритовых и других руд.

Геодинамические условия, обеспечившие формирование суперкрупного месторождения Жайрем, выражены: 1) функционированием мощной Центрально-Казахстанской рифтовой системы в течение фамен-раннекаменноугольного времени; 2) формированием наиболее крупной рифтовой впадины с широким раскрытием континентальной коры; 3) поперечным расположением Жаильминской мульды по отношению к борту рифтовой системы; 4) расположением центрального участка мульды над поперечным к ней глубинным раздвигом; 5) мощной флюидактивностью разлома, обеспечившей науглероживание рудовмещающих толщ, привнос металлических компонентов во флюидах, солевых расплавах и рассолах.

Таким образом, на основе изучения особенностей глубинного строения видно, что Центрально-Казахстанская металлогеническая провинция формировалась как длительно функционировавшая надплюмовая система. Полиметаллическое и железо-марганцевое оруденение увязывается с внутриконтинентальным рифтогенезом, редкометалльное – с гранитообразованием на этапе коллизионного сжатия палеорифтовой системы.

Литература

1. Беспяев Х.А., Парилов Ю.С. Условия образования месторождений меди, свинца, цинка и железа Казахстана. – Алматы: Гылым, 1999. – 352 с.
2. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукций и двухъярусная тектоника плит. – М., Наука, 1988. – 251 с.
3. Шабалина Л.В. Проблемные вопросы тектоники Центрального Казахстана. // Геология Казахстана. – Алмата, 2002. № 3-4. – С. 10-19.

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РИФОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА

Л.П. Шарафутдинова

Научный руководитель профессор В.И. Троицкий
Национальный университет Узбекистана, г. Ташкент, Узбекистан

Перед современной литологией часто возникает вопрос взаимосвязи образований и распределения различных полезных ископаемых с особенностями эволюции седиментационных бассейнов, с определенными фаціальными условиями, а также их последующими эпигенетическими изменениями. Особенную значимость приобретает изучение литолого-генетических характеристик юрских карбонатных отложений в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта (ЮЗОГ). Основные залежи нефти и газа Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области (БХНГО) связаны с высокочемкими карбонатными породами и, главным образом, с известняками рифового типа.

Обнажения карбонатных отложений средней-верхней юры Юго Западных отрогов Гиссарского хребта всегда служили эталоном в расчленении и корреляции, детальном изучении и восстановлении обстановок осадконакопления для равнинных нефтегазоносных областей БХНГО. По нефтегазогеологическому районированию часть региона исследований (Бешкентский прогиб) расположена на стыке Бухаро-Хивинской газонефтеносной области и нефтегазоносного района ЮЗОГ.

Рассматриваемая карбонатная формация региона вскрыта тысячами скважин на территории равнинных пространств БХНГО. Одной из самых главных предпосылок прогнозирования залежей нефти и газа в осадочных бассейнах – достоверное установление в них закономерности размещения различных литофациальных толщ и связанных с ними коллекторов.

На сегодняшний день участие процессов рифообразования в накоплении верхнеюрской карбонатной формации на территории Юго-Западного Узбекистана является вполне доказанным фактом и неоднократно упоминалось в печатной литературе страны (Троицкий, 1967; Абдуллаев, 2000).

В составе верхнеюрских рифовых комплексов ЮЗОГ присутствуют биогермы и биогермные массивы высотой от первых метров до 100 - 150 м. Они имеют в разрезе холмообразную и выпукло-линзовидную форму, иногда встречаются уплощенные типы. Вероятно, форма биогермных массивов в ископаемом состоянии преимущественно зависела от скорости погружения морского дна в соответствующем участке седиментационного бассейна.

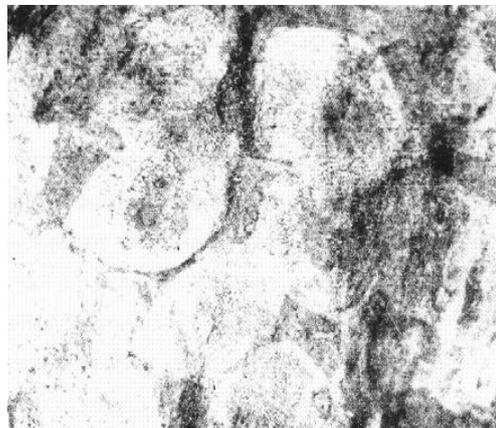
Рифовый комплекс включает три генетических типа отложений: биогермные, шлейфовые и лагунные. Наличие первых двух генетических типов (биогермные и шлейфовые) обязательны для выделения рифовых комплексов в ископаемом состоянии. Лагунный тип является сопутствующим.

На изучаемой территории выделяется ряд рифовых массивов (Дербентский, Гаурдакский, Пянджобский, Кугитангский), расположенных в мелководной части палеобассейна в форме полукольцевой гряды. Они играли роль своеобразных барьеров между открытым океаном и образованной зарифовой лагуны. Одной из самых примечательных особенностей описанных органогенных построек является омолаживающийся возраст массивов в глубь бассейна.

Биогермы сложены в основном массивными светлыми, пористыми (11-13%) известняками содержащими от 50 до 80% скелетных остатков организмов-рифостроителей. Из них преобладают массивные колонии кораллов рода *Stylina*, *Adelocoenia*, *Cladophyllia*, *Thamnasteria*, *Calamnophyllia*, *Cryptocoenia*, а также багряные водоросли (соленипоры). Багряные водоросли представлены массивными, корковидными, желваковидными и столбчатыми образованиями рода *Solenopora*. Синезеленые водоросли иногда обволакивают и цементируют крупные колонии кораллов. Из сопутствующих форм широко развиты синезеленые водоросли, устрицы, известковые губки, пелелиподы (*Chlamys*) и брахиоподы.

Для биогермных известняков характерно наличие сложных образований, в результате взаимного обрастания и нарастания организмов разных групп (рис. 1, 2). Биогермные известняки и доломиты отличаются наиболее высокой пористостью среди всех других типов отложений. Изредка в них наблюдаются крупные полости с инкрустацией.

Шлейфовые отложения в наиболее типичном выражении представлены грубослоистыми органогенно-обломочными и детритовыми известняками песчаной и гравийной размерности. Для этих типов отложений свойственно повышенное количество обломков организмов-рифостроителей и пространственная связь с биогермными массивами, служившим источником обломочного материала. Шлейфовые отложения имеют известняковый, редко доломитовый состав, связанный с составом близлежащих биогермов. Среди них также присутствует мелкий детрит багряных



**Рис.1. Колония кораллов в органогенно-детритовом известняке. Цемент кальцитовый.
 Обр. 16, Дербент, ув. 9^x, нить 1**

водорослей, иглокожих, колониальных кораллов, известковых губок, устриц, брахиопод и других организмов. Зачастую среди шлейфовых отложений появляются оолитовые известняки, указывающие на замедленное осадконакопление в условиях частого перемыва.

Лагунные отложения слагают относительно большие участки и представлены толсто- и тонкоплитчатыми мелкокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками желтовато-серого цвета. Лагунные отложения почти не содержат остатков организмов за исключением детрита.

Возраст рифовых массивов прослеживается от раннего оксфорда до кимериджа включительно.

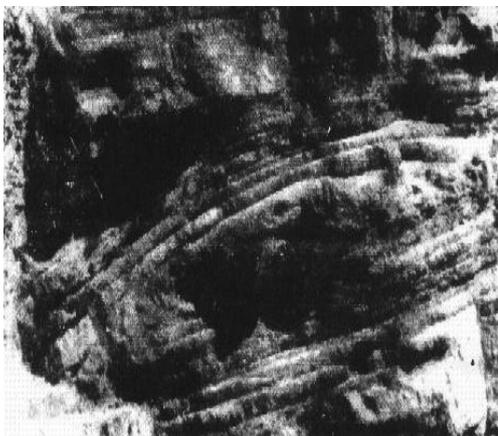


Рис.2. Биогерм выгнуто-линзовидной формы. Кугитанг, натуральная величина.

Еще в конце XX в.в. многие геологи, проанализировав имеющиеся геологические и промышленно-геофизические материалы, наметили единые зоны позднеюрского рифообразования, распространяющегося на сотни километров (Абдуллаев, Миркамалов, 1998). То есть было отмечено определенное сходство в строении и пространственном размещении рифовых комплексов БХНГО и ЮЗОГ. Каждая зона, протягиваясь полосой на значительном удалении от береговой линии морского бассейна и, в целом, повторяя ее конфигурацию, разделяла область накопления осадков открытого моря и отшнурованного бассейна, что позволяет их относить к образованиям типа современных барьерных рифов.

Таким образом, в верхнеюрское время происходило интенсивное образование рифов. Рифовые отложения являются неотъемлемой частью карбонатной формации верхней юры, и состоят из биогермных (водорослево-коралловые), шлейфовых (органогенно-обломочные) и лагунных (тонкодисперсные) отложений.

Рифовые образования поставляли обильный тонкоизмельченный материал в прилежащие участки морского бассейна. Верхнеюрские рифовые постройки протягиваются вдоль береговой линии позднеюрского бассейна на значительном удалении от нее и разделяют отложения открытого и отшнурованного бассейнов, что позволило отнести их к образованиям типа современных барьерных рифов. Результаты анализа отложений рифовых массивов указывают на омоложение их к югу и юго-западу в сторону открытого бассейна.

Литература

1. Абдуллаев Г.С. Значение биостратиграфических исследований карбонатной формации юры в решении нефтегазогеологических задач. // Узб. ж. нефти и газа. – Ташкент, 2000. – №1. – С. 13-16.
2. Абдуллаев Г.С., Миркамалов Х.Х. Унификация номенклатуры промысловых горизонтов карбонатной формации юры Южного и Юго-Западного Узбекистана. // Узб. ж. нефти и газа. – Ташкент, 1998. – №4. – С. 13-16.
3. Троицкий В.И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. – Ленинград: Недра, 1967. – 311 с.

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В ПРЕДЕЛАХ МИРНИНСКОГО И НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Н.К. Шахурдина, Д.А. Плотников

Научный руководитель профессор П.А. Игнатов

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Структурно-тектонические факторы контроля кимберлитового магматизма, используемые при алмазопроисловых работах, отражают роль структур осадочного чехла благоприятных для проявлений эксплозивного магматизма трубчатого типа. Важным моментом локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является и понимание сущности кимберлитоконтролирующих разломов - относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы. Частичное разрешение этих вопросов было получено при проведении исследований в пределах Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей. Цель исследований - выделение и изучение конкретных структур в пределах околотрубчатого пространства и установление возможности их использования в качестве локальных и узколокальных структурно-тектонических факторов прогнозирования.

В результате этих работ было выяснено, что в пределах изученных кимберлитовых полей широко распространены грабенообразные линейные депрессии, выделяемые нами в ранге структурных желобов и грабенов. Последние отличаются от структурных желобов более крутыми бортами и, как правило, более значительным перепадом абсолютных отметок. В анализируемых структурных и эрозионно-структурных (рельеф цоколя) поверхностях они имеют довольно сложный рисунок, часто с резкими разнопластовыми (азимутальными) переходами и разветвлениями различной протяженности и амплитуды. Эти структуры унаследовано находят свое отражение в породах осадочного чехла на разных этажах. Протяженность в пределах кимберлитовых полей наиболее крупных грабенов и структурных желобов составляет первые десятки километров при ширине от 1-2 до 3-4 км.

Так, выполненные построения на площади Накынского поля показывают, что большая часть моноклиальной структуры здесь рассечена довольно многочисленными и весьма контрастными грабенами и грабенообразными депрессиями. Эти линейные структуры характеризуются довольно крутыми бортами с перепадом отметок от 40-80 до 160-180 м. Ширина их различна и составляет в основном 2-3 км. Многие из них подчиняются общему структурному

плану и открываются в сторону наиболее погруженной части Вилуйской синеклизы. В то же время отдельные и, как правило, наиболее контрастные части грабенов имеют четкую юго-западную ориентировку и отвечают направлению главных тектонических нарушений осевой части Вилуйско-Мархинской зоны разломов. Выделяемые грабены и грабенообразные депрессии на площади поля также характеризуются и повышенными остаточными мощностями кембрийских и ордовикских отложений (Коробков и др., 2003).

Следует подчеркнуть, что известные кимберлитовые тела Накынского поля пространственно приурочены к слабоконтрастным структурным носам, разделяющим серию, состоящую из четырех сближенных и непротяженных линейных депрессий северо-западной ориентировки (рис.1). В свою очередь эти четыре депрессии являются боковыми ответвлениями от более протяженного и контрастно выраженного грабена, имеющего северо-северо-восточную ориентировку (Коробков, 2004).

Разрывные нарушения, ограничивающие грабены, фиксируются на разных сейсмических горизонтах. Большинство из них, судя по временным разрезам, пересекают весь осадочный чехол в объеме рифейской и венд-нижнепалеозойской толщ. Падение разломов вертикальное и субвертикальное. В волновом поле данные разломы фиксируются линейными субвертикальными зонами потери корреляции отраженных волн и сложной дифракционной картины, а также наличием заметных смещений отражающих горизонтов. На исследуемой территории амплитуда этих смещений составляет до 100 м.

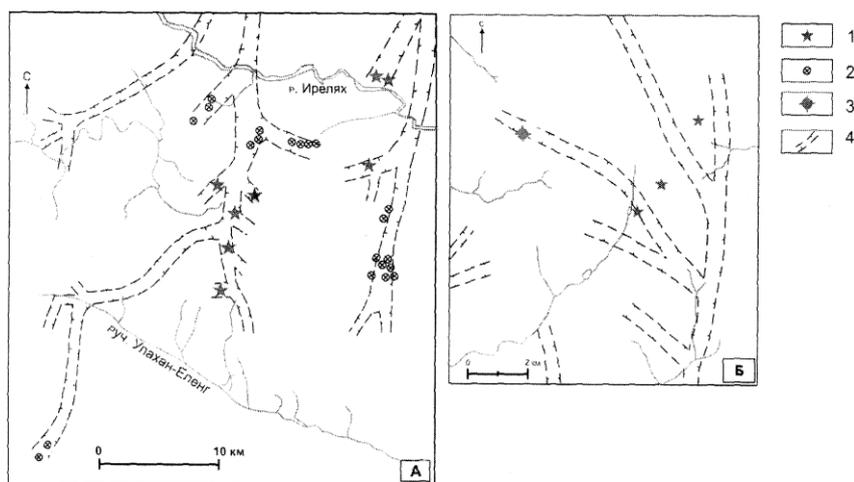


Рис.1. Схема размещения взрывных образований трубчатого типа Мирнинского (А) и Накынского (Б) кимберлитовых полей: 1-3 взрывные образования трубчатого типа (1-кимберлитовые, 2-туфовые, 3-карбонат-базитовые); 4-центральные части грабенообразных депрессий в структуре кимберлитомещающих образований

как Вилуйско-Мархинская зона разломов. Одной из форм выражения этих разломов являются крутопадающие, различной протяженности и мощности, интрузивные тела долеритов, создающие в гравимагнитных полях весьма контрастные и высоко градиентные линейные аномалии ΔT и Δg . В кимберлитомещающих образованиях осадочного чехла зоны данных разрывных нарушений представлены целым ансамблем микроструктурных элементов. Детальные полевые исследования этих элементов вблизи кимберлитовых тел Накынского поля свидетельствуют о том, что по характеру их проявления можно различать краевые и центральные части отдельных тектонических швов (Игнатов и др., 2004). По мере приближения к осевой части разломов последовательно выделяется их следующий ряд. Так, в краях тектонических швов развиты лишь отдельные кливажные трещины и их сближенные серии. Ближе к центральной части тектонического нарушения появляются зеркала скольжения с субвертикальными или субгоризонтальными бороздами скольжения, которые указывают соответственно на сбросовый или взбросо-сдвиговый типы нарушений. Еще ближе к центру располагаются отдельные микросбросы или микровзбросы слоев с амплитудами от 3 - 5 мм до 1 - 5 см. Последние сменяются сериями сближенных микросбросов или микровзбросов с субпараллельными плоскостями и расстоянием между ними до 1 - 5 см, амплитуды смещения здесь уже достигают от 10 - 50 см до 1 - 3 м. В центральной части разломов развиваются тектонические микробрекчии и брекчии мощностью от сантиметров до долей метра, и зоны катаклаза дециметровой мощности. Иногда к осям нарушения приурочены милониты мощностью 1 - 3 м, а также зонки расщепления мощностью до 10 - 30 см.

Падение кливажных трещин, плоскостей сместителей микросбросов и зеркал скольжения, границ брекчий и милонитов, составляет до 70° и более, что указывает на крутое падение разломов. Изредка углы падения сместителей микросбросов составляют $45^\circ - 50^\circ$. Обычно такие углы имеют плоскости зеркал скольжения. В этих случаях они представлены несколькими поверхностями, сменяющимися друг друга на сантиметровом расстоянии, что указывает на сбросовый тип дислокации. Редко встречаются субслоистые плоскости зеркал скольжения, что свидетельствует о существовании межслоевых сдвигов.

Иногда в зонах нарушений отмечаются пликативные дислокации в виде подворотов слоев и мелких опрокинутых антиклинальных и S-образных складок с амплитудами до десяти сантиметров. В керне встречаются также нарушения нормального субгоризонтального залегания пластов в виде более крутых их падений до $10^\circ - 20^\circ$ и более, что интерпретируется как пологие флексуры или крылья складок, с амплитудами до первых метров. Такие флексуры связаны с пластичными пластами мергелей и приурочены к малоамплитудным сбросам.

Подобные микроструктурные элементы, в том числе и складчатые дислокации, известны в околотрубчатом пространстве многих кимберлитовых диатрем Якутской алмазонасной провинции. В пределах Мирнинского поля наиболее протяженными являются Иреляхский и Верхне-Иреляхский грабены. Выходя со стороны Патомско-

Вилуйского авлакогена, они имеют в целом юго-западное направление. На территории поля от них в южных румбах отходит целая серия субмеридиональных грабенов более высокого порядка. При этом наиболее контрастные из них и имеющие перепад абсолютных отметок до 140-160 м отождествляются с Центральным и Западным разломами. Они имеют аналогичное вещественно-структурное наполнение и также выполнены дайками долеритов, как и подобные грабены Накынского поля.

Прогностическое значение данных грабенообразных структур определяется тем, что практически большинство кимберлитовых и базитовых трубок взрыва в пределах изученных полей приурочено именно к подобным структурам, что необходимо учитывать при локальном прогнозе, как на площадях известных полей, так и на сопредельных территориях.

Литература

1. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Особенности палеотектонического положения различных структурно-морфологических типов кимберлитовых тел Накынского поля. // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (АЛМАЗЫ-50): Материалы научно-практической конференции, посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки "Зарница". – Санкт - Петербург, 2004. – С. 151-154.
2. Коробков И.Г., Кондратьев А.А., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля. // В кн.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 135-140.
3. Коробков И.Г. Вещественно-индикационная характеристика базитовых образований трубчатого типа алмазоносных районов Западной Якутии. // В кн.: Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых (применительно к объектам геологоразведочных работ АК "АЛРОСА"). – Якутск: ЯФ ГУ "Изд-во СО РАН", 2004. – С. 134-141.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРАВОГО БОРТА ДОЛИНЫ РЕКИ ТОМЬ НА УЧАСТКЕ ОТ ЛАГЕРНОГО САДА ДО УСТЬЯ РЕКИ БАСАНДАЙКА

А.В. Шишкоедова

**Научный руководитель доцент С.С. Гудымович
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия**

С семидесятых лет прошлого столетия разрушение и быстрое отступление от реки бровки правого борта долины р. Томи стало угрожать южной части г. Томска и, в частности, Лагерному Саду с его мемориалом Воинской Славы, зданию института фармакологии и учебным корпусам ТАСУРа.

Такое катастрофически быстрое развитие правого борта долины р. Томи и его оригинальное – ступенчатое с псевдотеррасой строение было обусловлено тремя причинами.

1. На всем протяжении долины р. Томи, от утеса «Боец» под Лагерным Садам и на десятки километров на юг, р. Томи, по закону Бэра, подмывает правый борт, при этом в весенние паводки подрезаются сползшие за год языки оползней и тем самым провоцируется их дальнейшее движение.

2. Наличие водоупора в лице каолиновой коры выветривания и глин новомихайловской свиты, их уклон в сторону р. Томи, наличие выше толщи существенно песчаных обводненных рыхлых отложений лагернотомской свиты палеогена и четвертичных ведет к развитию суффозионных цирков и оползневому оттоку обрушившихся масс.

3. Меньшая скорость отступления нижней части склона, под действием боковой эрозии, и большая – верхней, под действием суффозионного обрушения стенок, ведет к образованию и постепенному расширению суффозионно-оползневой псевдотеррасы в средней части общего профиля склона.

Интересно отметить, что правый борт долины р. Томи на участке от Лагерного Сада до верхней (железнодорожной) водокачки до начала работ по обустройству берега был весь в суффозионных цирках, которые развивались путем подкопа крутых стенок и последующего их обрушения (а не оползания, как считают сотрудники ТомскГИСИЗа). А оползни в то время играли подчиненную роль оттока обводненных масс из-под стенок цирков. Но со временем в связи с увеличением механической нагрузки на склон (забивка свай при строительстве вышеуказанных зданий и движение тяжелого автотранспорта по ул. Нахимова) оползневой процесс вышел на первый план. Причем, после того как берег был выположен и засыпан гравийно-галечной смесью, развитие оползневой процесс не прекратилось: новые оползневые блоки образовались в старых оползневых массах, плюс масса привезенной гравийно-галечной смеси.

Зададимся вопросом: как бы развивался правый борт долины р. Томи, если бы не были предприняты мероприятия по его укреплению? Ответ на этот вопрос можно получить, если проанализировать строение его на протяжении от Лагерного Сада до устья р. Басандайки.

Исходный устойчивый борт долины можно видеть на утесе «Боец» (рис. 1, I). Это крутой, однородный по профилю склон с уклоном, достигающим 60° . Устойчивость склона обусловлена крепостью коренного основания (ороговикованные песчано-сланцевые отложения каменноугольного возраста) и сухостью рыхлой толщи, поскольку утес «Боец» представляет собой выход на поверхность локальной водораздельной линии в водоупоре грунтовых вод. Как следствие – отсутствие суффозии на этом участке.

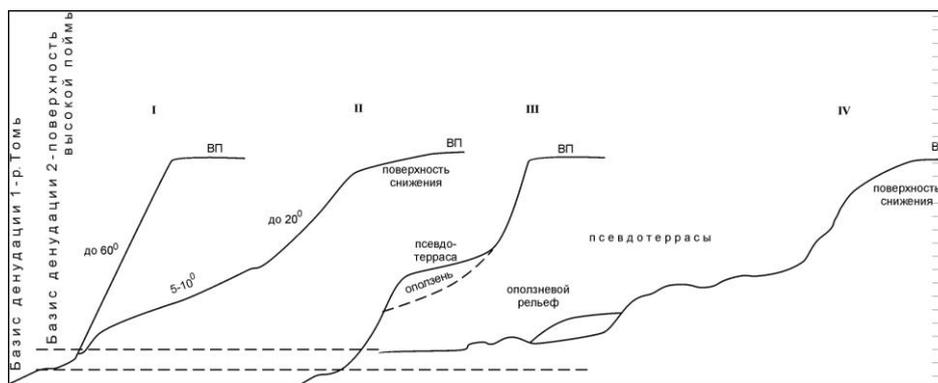


Рис.1. Схематические профили стадий развития правого борта долины р. Томи
I – скала «Боец» - исходный профиль; II – конечная стадия развития без образования суффозионно-оползневой псевдотеррасы (устойчивый берег); III – начальная стадия развития с образованием суффозионно-оползневой псевдотеррасы; IV – конечная стадия развития с образованием суффозионно-оползневой псевдотеррасы; ВП – водораздельная поверхность

Крепость основания, сопротивляющегося боковой эрозии со стороны русла р. Томи, и сухость рыхлой толщи делают скалу «Боец» и все подобные участки борта долины практически неподвижными, устойчивыми. В силу указанного дальнейшего развитие подобных склонов идет путем общей склоновой денудации с выполаживанием и образованием слабо вогнутого склона и, главное, без заметного отступления от исходного базиса денудации, которым в нашем случае может служить русло р. Томи или поверхность 1-ой надпойменной террасы. Такой склон в настоящее время можно видеть по правой (северной) стрелке долины р. Томи и ее правого притока – «Бабьего лога» (рис. 1, II). Стабильность и прекращение развития этого склона подтверждается наличием в зоне сочленения с водораздельной поверхностью «поверхности скольжения», представляющей собой или элемент самой водораздельной поверхности или результат длительной общей денудации. Равновесие склона и его дальнейшая судьба зависят от скорости подрезания его боковой эрозией со стороны р. Томи.

Принципиально иначе развивается борт долины при обводненности верхней рыхлой толщи. Можно различать 2 случая развития такого берега.

В первом случае факторами, определяющими развитие склона, являются: высокий и относительно устойчивый цоколь, слабая обводненность рыхлой толщи, небольшая площадь питания грунтовых вод. Начальная стадия развития такого берега – молодой суффозионный цирк, что сразу к востоку от утеса «Боец». Конечная – берег в районе верхней водокачки с четко выраженной псевдотеррасой, ширина которой достигает 150 м. Развитие берега идет преимущественно за счет суффозионного обрушения стенок рыхлой толщи и останавливается после исчерпания подземного стока (рис.1, III).

Во втором случае определяющими факторами являются: низкое положение цоколя коренных пород (вплоть до опускания ниже уровня р. Томи), их механическая слабость (в результате высокой степени выветрелости), большая площадь водосбора обильных грунтовых вод, представляющая собой явную депрессию. Например, такая депрессия в рельефе поверхности водоупора отмечена к востоку от Лагерного Сада (по данным ТомскГИСИЗа). В нее попадают здание профилактория, стадион, технопарк. В этом случае наблюдается длительное и энергичное развитие берега с образованием крупных суффозионных цирков диаметром до 100 и более метров и крупных оползней. Эта стадия развития склона в настоящее время видна в интервале между верхней водокачкой и устьем «Бабьего Лога», где четко выражены приостановившиеся в своем развитии, закрепленные растительностью цирки с выходящим из их днищ бугристым и волнистым рельефом, продолжающемся до базиса, представленного здесь поймой. На межцирковых участках местами виден оползневый блоковый рельеф. Блоки достигают десятки метров в длину вдоль склона, 10-15 метров в ширину и до нескольких метров в высоту друг над другом. Бывшие трещины отрыва в настоящее время превратились в ложбинки шириной и глубиной до 2 - 3 метров. Весь этот рельеф закреплен березовым лесом, на стволах старых деревьев которого видно до нескольких изгибов («пьяный лес»), что свидетельствует о неоднократных оползневых подвижках, могущих возобновиться в любое время. В конечном итоге такое развитие приводит к слиянию цирков и образованию обширных понижений, депрессий, заливов в склоне долины шириной вдоль реки до 0,5 км и глубиной от реки до 0,5 км. Дно таких депрессий наклонено к реке под углом $3 - 5^{\circ}$ и несет в себе следы бывших оползней в виде волнистого рельефа. Так выглядит правый борт долины р. Томи в интервале от гребня лыжной станции до выступа коренного борта севернее устья р. Басандайка (рис.1, IV). Такое развитие правого борта долины р. Томи южнее Лагерного Сада уничтожило бы все на площади, ограниченной ул. Нахимова и Ф. Лыткина.

Таким образом, обследование борта долины на участке Лагерного Сада до устья р. Басандайки показало все стадии развития и позволяет прогнозировать этот процесс на других участках.

Подсекция 2 - Минералогия, геохимия и петрография

ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОПОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «ЗАПОЛЯРНАЯ» (ЯКУТИЯ)

Т.А. Антонова

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук

*Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ
АК «АЛРОСА» (ЗАО), г. Мирный, Россия*

Оптическая спектроскопия - один из эффективных методов исследования тонких конституционных особенностей и обусловленных ими кристаллооптических свойств минералов, в частности их окраски и плеохроизма. Основной задачей оптико-спектроскопических исследований является установление природы и объяснение кристаллохимических моделей оптически активных центров, селективно поглощающих излучение оптического диапазона - ближней ультрафиолетовой (180-380 нм), видимой (380-700 нм) и ближней инфракрасной (700-2500 нм) областей электромагнитного спектра (Методы минералогических ..., 1985).

Трубка Заполярная (Якутия) является основным объектом, представляющим промышленный интерес в Верхнемунском кимберлитовом поле (Зинчук, Коптиль, 2003). В данной работе приведены результаты изучения гранатов пиропового ряда из этой кимберлитовой трубки методом спектроскопии поглощения в видимой области.

Аппаратура и методики обработки результатов. Для оптико-спектроскопических исследований в видимой области использован прибор, изготовленный на базе оптической схемы микроскопа-спектрофотометра МСФУ Л-312, и программный пакет (Макарский, 1999; Макарский, 2001), позволяющий одновременно обрабатывать спектры поглощения гранатов по трем разным методикам с выдачей следующих результатов:

1) расчет колориметрических параметров гранатов и представление результатов в виде стандартной цветовой диаграммы (цветовой треугольник в прямоугольных координатах x-y) в системе XYZ с определением полей, образуемых гранатами того или иного парагенезиса;

2) построение распределения гранатов по рассчитанным колориметрическим параметрам λ_k и p_c на модифицированной диаграмме цветности, где конкретные поля с условными границами соответствуют конкретному глубинному парагенезису в кимберлитах (Мацюк и др., 1985);

3) определение концентрации хрома, кальция и железа (Макарский, Мионов, 1998), с выносом данных на диаграмму Cr_2O_3 -CaO и последующим определением парагенезиса.

Проведены оптико-спектроскопические исследования 219 зерен гранатов из кимберлитов трубки Заполярная, из которых изготовлены полированные плоскопараллельные пластинки. Спектры исследуемых гранатов снимались по однолучевой схеме при комнатной температуре в диапазоне 350-800 нм с интервалом 1 нм. Расчет колориметрических характеристик осуществлялся по спектрам пропускания гранатов. Для анализа были отобраны целые, визуально не трещиноватые зерна из трубки Заполярная, размером -5+2; -2+1; -1+0,5 мм классов крупности.

Результаты. Для всех разновидностей гранатов, присутствующих в выборках, по спектрам поглощения вычислялись колориметрические показатели с определением цвета по классификации МОК (в перерасчете на толщину кристалла 1 мм). Для гранатов пиропового ряда с использованием модифицированной диаграммы цветности определялась их парагенетическая принадлежность.

В результате колориметрического исследования гранаты трубки Заполярная представлены следующими цветовыми разновидностями: желтой, желто-оранжевой, оранжевой, красно-оранжевой, красной и красно-пурпурной. Существует явное преобладание гранатов красновато-оранжевых (49,8%) и оранжевых (32,9%) цветов (рис. 1).

Исследуемые гранаты трубки Заполярная распределились по 15 парагенетическим разновидностям. Примерно 43% от общего числа проанализированных зерен соответствуют гранатам из различных разновидностей лерцолитов (около 24% - равномернозернистые лерцолиты, остальная часть - катаклазированные порфиновые и порфировидные лерцолиты). Гранаты этих пород окрашены в красные, пурпурновато-красные, оранжевые и красновато-оранжевые цвета (рис.2).

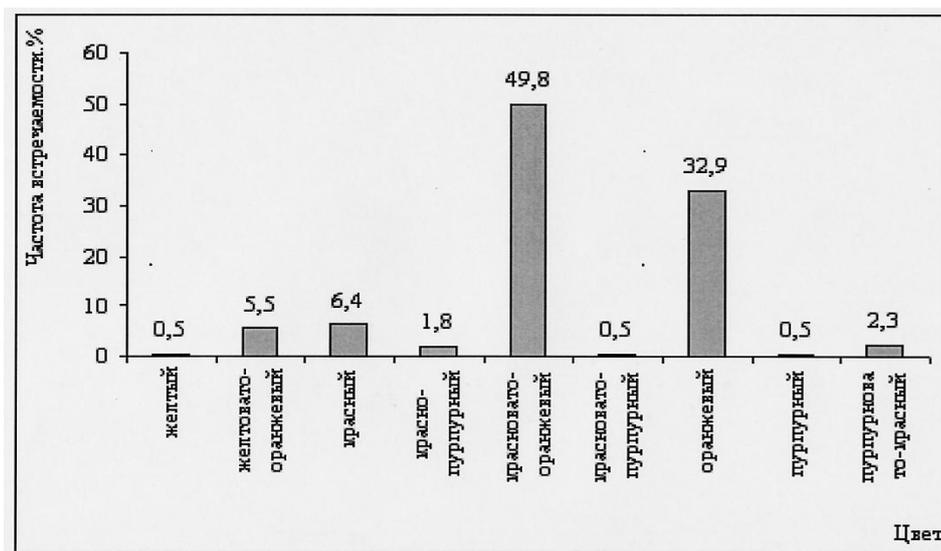


Рис.1. Распределение гранатов пиропового ряда трубки Заполярная по цвету

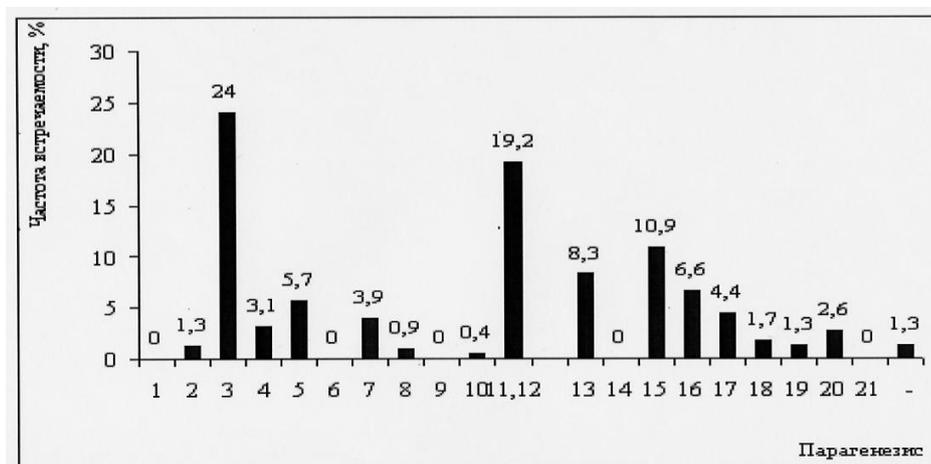


Рис.2. Распределение гранатов пиропового ряда трубки Заполярная по парагенезисом:

1- из потенциально алмазоносных гарцибургитов; 2- из гарцибургитов; 3- из равномернозернистых гранатовых лецолитов; 4- из вебстеритов; 5- из вебстеритов с пониженным содержанием ортопироксена (<5 %); 6- из биминеральных магнезиальных эклогитов; 7- из хромит-гранатовых ультрабазитов (гарцибургитов, дунитов, лецолитов, верлитов); 8- из потенциально алмазоносных дунитов; 9- из дунитов; 10- из верлитов (пурпурно-красные гранаты); 11, 12- из катаклазированных порфириковых и порфиридных лецолитов и магнезиально-железистых пироксенитов; 13- из ильменитовых перидотитов; 14- желваки граната; 15- из алмазоносных и потенциально алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов; 16- из магнезиально-железистых эклогитов; 17- из слюдяных магнезиально-железистых эклогитов; 18- из алмазоносных и потенциально алмазоносных дистеновых эклогитов и гроспидитов; 19- из алмазоносного корундового эклогита; 20- из дистеновых эклогитов и гроспидитов; 21- из корундового эклогита.

Гранаты из потенциально алмазоносных пород в исследуемой выборке составляют около 14,8 %. К ним относятся дуниты (0,9%), а также магнезиально-железистые (10,9%), дистеновые (1,7%) и корундовые (1,3%) эклогиты.

Таким образом, исходя из оптико-спектроскопических особенностей (парагенезис и окраска) выборки гранатов пиропового ряда кимберлитовой трубки Заполярная можно судить о процессах формирования минеральных комплексов. Результаты исследования показали, что продуктивность кимберлитов трубки Заполярная средняя. Наличие в выборке большого числа гранатов, отвечающих ксенолитам основного состава алмаз-пироповой фации глубинности, объясняется большим содержанием зерен граната в таких породах и, возможно, меньшей степенью процессов дезинтеграции и последующего изменения.

Литература

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. – 603с.

2. Макарский И.В. Программное обеспечение обработки спектров поглощения гранатов. // Материалы V Мирнинской городской научно-практической конференции. – Мирный, 1999. – С.131.
3. Макарский И. В., Программное обеспечение обработки результатов оптико-спектроскопических исследований гранатов. // Информационные технологии в науке, образовании, обществе: тезисы доклада на конференции. – Якутск, 2001. – С. 8-9.
4. Макарский И.В., Миронов В.П. Определение хрома, кальция и железа в пиропсах по спектрам поглощения. // В кн.: Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. – Мирный: МГТ, 1998. – С. 143-144.
5. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. – Киев: Наукова думка, 1985. – 248 с.
6. Методы минералогических исследований. Справочник. / Под ред. А.И. Гинзбурга. – М.: Недра, 1985. – 480 с.

ОСОБЕННОСТИ ПИРОПОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «ДАЧНАЯ»

Т.А. Антонова

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ

АК «АЛРОСА» (ЗАО) г. Мирный, Россия

Для прозрачных минералов, каким является и гранат, эффективным средством изучения является оптическая спектроскопия поглощения (Мацюк и др., 1985). Использование оптической спектроскопии позволяет выйти на химический состав и парагенетическую принадлежность гранатов. В частности окраска, численно выраженная через колориметрические параметры λ_k и p_c , может быть использована в качестве индикатора физико-химических условий минералообразующей среды. В данной работе проводятся оптико-спектроскопические исследования гранатов пиропового ряда трубки Дачная в видимой области. Кимберлитовая трубка Дачная, расположена в 10 км южнее трубки Мир. В Мирнинском кимберлитовом поле трубка Дачная, так же как и трубка Мир, принадлежит к одной группе (III) по типоморфным особенностям алмазов (Зинчук, Коптиль, 2003).

Для измерения и описания цвета автором использована методика, предложенная С.С. Мацюком (Мацюк, Зинчук, 2001; Мацюк и др., 1985), позволяющая определить парагенетическую принадлежность гранатов из кимберлитов по спектрам пропускания в видимой области. Для измерения окраски минералов была использована методика расчета колориметрических параметров в международной колориметрической системе XYZ (Международная Осветительная Комиссия - МОК, 1931), описанная С.С. Мацюком (Мацюк и др., 1985). Микрорентгеноспектральный анализ был выполнен с использованием микроанализатора JXA-8800R в ЦАЛ БГРЭ (аналитик А.С Иванов).

Произведен анализ 208 зерен гранатов из кимберлитов трубки Дачная, из которых были изготовлены

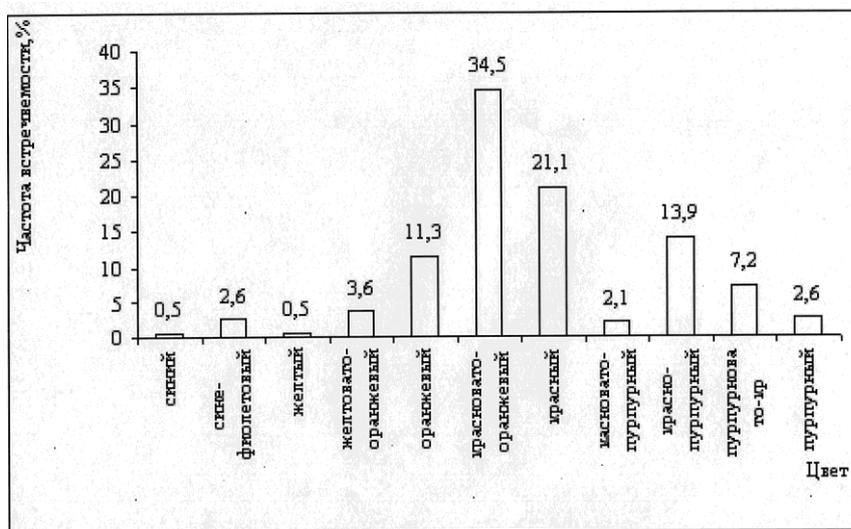


Рис.1. Распределение гранатов пиропового ряда трубки «Дачная» по цвету

полированные плоскопараллельные пластинки. Спектры исследуемых гранатов снимались по однолучевой схеме при комнатной температуре в диапазоне 350-800 нм с интервалом 1нм. Расчет колориметрических характеристик осуществлялся по спектрам пропускания гранатов. Для оптико-спектроскопических исследований были отобраны целые, визуально не трещиноватые зерна из трубки Дачная, размером -2+1, -1+0,5 мм классов крупности.

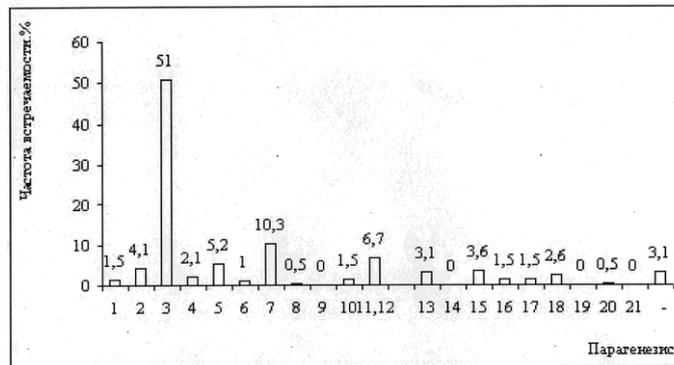


Рис.2. Частота встречаемости различных парагенезисов гранатов из кимберлитовой трубки Дачная:
 1- из потенциально алмазонасных гарцбургитов; 2- из гарцбургитов; 3- из равномернозернистых гранатовых лерцолитов; 4- из вебстеритов; 5- из вебстеритов с пониженным содержанием ортопироксена (<5 %); 6- из биминеральных магниальных эклогитов; 7- из хромит-гранатовых ультрабазитов (гарцбургитов, дунитов, лерцолитов, верлитов); 8- из потенциально алмазонасных дунитов; 9- из дунитов; 10- из верлитов (пурпурно-красные гранаты); 11, 12- из катаклазированных порфириновых и порфириовидных лерцолитов и магниально-железистых пироксенитов; 13- из ильменитовых перидотитов; 14- желваки граната; 15- из алмазонасных и потенциально алмазонасных магниально-железистых эклогитов; 16- из магниально-железистых эклогитов; 17- из слюдистых магниально-железистых эклогитов; 18- из алмазонасных и потенциально алмазонасных дистеновых эклогитов и гроспидитов; 19- из алмазонасного корундового эклогита; 20- из дистеновых эклогитов и гроспидитов; 21- из корундового эклогита

Для всех разновидностей гранатов, присутствующих в выборках, по спектрам поглощения вычислялись колориметрические показатели с определением цвета по классификации МОК (в перерасчете на толщину кристалла 1 мм). Для гранатов пиропового ряда, с использованием модифицированной диаграммы цветности определялась их парагенетическая принадлежность.

По результатам колориметрического исследования гранаты трубки Дачная представлены следующими цветовыми разновидностями: желтой, желто-оранжевой, оранжевой, красно-оранжевой, красной и красно-пурпурной, пурпурновато-красной при явном преобладании красновато-оранжевых (34,5%) и красных (21,1%) цветов (рис.1).

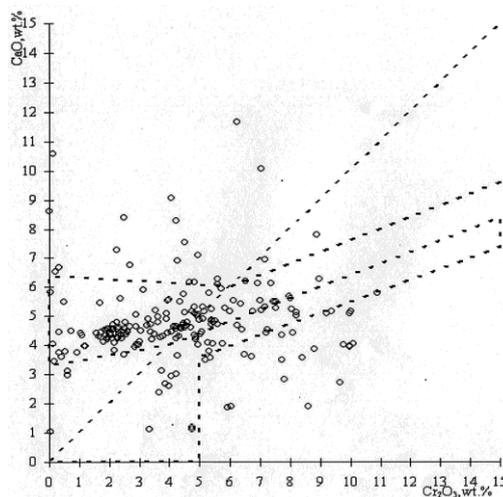


Рис.3. Особенности состава гранатов из кимберлитовой трубки Дачная

Для этой выборки пиропов из трубки Дачная характерно то, что половина исследованных зерен (51%) относятся к равномернозернистым лерцолитам (рис. 2).

Из исследованных зерен гранатов 8,6% принадлежат к алмазонасным ассоциациям. Так ультраосновные алмазосодержащие породы в трубки Дачная представлены дунитами (0,5%), гарцбургитами (1,5%). Гранаты, отвечающие алмазонасным и потенциально алмазонасным породам основной серии, составляют в выборке из кимберлитов трубки Дачная 6,2%. Гранаты эклогитовой серии пород в кимберлитах трубки Дачная по своим параметрам отвечают алмазонасным магниально-железистым, дистеновым эклогитам.

Результаты микрорентгеноспектрального анализа приведены на диаграмме Cr₂O₃-CaO (рис. 3).

По содержанию TiO_2 в гранатах выделяется две группы ксенолитов ультрабазитов: с низким (от нулевых до 0,20%) и повышенным (0,2-0,975%). Все гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса относятся к низкотитанистым. Гранаты с повышенным содержанием TiO_2 характеризуются широким диапазоном содержания Cr_2O_3 (0,1-10,03%).

Литература

1. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. – 603 с.
2. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. - Киев: Наукова думка, 1985. – 248 с.
3. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: Недра, 2001. – 426 с.

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ВОСТОЧНО-НИКОЛЬСКАЯ - 1 (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

О.В. Белова

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Восточно-Никольская параметрическая скважина №1 была пробурена для изучения глубинного геологического строения, геофизической характеристики разреза и выявления возможных зон и интервалов нефтегазоаккумуляции, а также для оценки перспектив нефтегазоносности района и постановки детальных геолого-поисковых работ. Скважина пробурена на Вартовском локальном поднятии в Александровском районе Томской области, в междуречье рек Вартовская и Амбарная.

Для изучения литолого-геохимических особенностей отложений пермского возраста, вскрытых в интервале 3550 – 4500 м, используется технология, разработанная в петролого-геохимической лаборатории Института геологии и нефтегазового дела Томского политехнического университета. Технология основана на комплексном использовании методов литологического, петрографического, битуминологического и геохимического анализа пород. В литологическом анализе используются методы анализа ландшафтных фаций седиментогенеза и геохимических фаций диагенеза. Петрографический анализ базируется на современной систематике осадочных, метаморфических и магматических пород. При изучении образцов используются кристаллооптические методы с применением бинокулярных и поляризационных микроскопов. Битуминологические исследования проводятся с использованием люминесцентных микроскопов Люмам и Микмед-2. Геохимические исследования состоят в изучении закономерностей концентрации и распределения урана, а также в определении содержания глинозема в породах разреза с использованием ядерно-физических методов анализа. Для этого отобранные пробы анализируются на Томском исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т методом запаздывающих нейтронов (МЗН), позволяющим определить концентрации урана и Al_2O_3 в широком диапазоне величин. Применяется также метод осколочной радиографии, при котором можно увидеть распределение урана в породе. Значительная часть литогеохимической информации дается в графической форме в виде литогеохимических разрезов, информация к которым обрабатывается и чертится по определенным программам, разработанным для ЭВМ (рис.1). На графике дается литологическая колонка, приводятся результаты геохимических исследований вскрытых скважиной отложений в виде трех геохимических разрезов, в трех колонках. Уран приводится в двух видах: там, где его содержание колеблется от 0 до 8 г/т - в виде черных кружков, а от 10 до 80 г/т - в виде черных треугольников. Al_2O_3 в процентном отношении, изображен в виде белых кружков. В первой колонке приведены содержания урана и Al_2O_3 . Во второй колонке приведены расчетные данные по результатам определений урана и Al_2O_3 . В третьей колонке приведены значения отношения U/Al_2O_3 . Величина отношения характеризует геохимическое равновесие между ураном и глиноземом, которое устанавливается, как правило, в седиментационных процессах. Величина этого равновесия равна 0,18 и применима для терригенных пород Западной Сибири. Это отношение позволяет выявлять отрицательные и положительные литогеохимические аномалии в осадочных породах. Отрицательные аномалии, т.е. те, которые меньше 0,18, косвенно указывают на зоны разуплотнения пород, соответствующие коллекторам. Это свидетельствует о проявлении процессов углекислотного метасоматоза, способствующего выносу урана и других элементов из этих зон. Положительные аномалии (более 0,18) соответствуют, в общем случае, участкам уплотненных пород.

Разрез Восточно-Никольской скважины в изучаемом интервале представлен переслаиванием серых, темно-серых, средне-, мелкозернистых аркозовых и кварцевых песчаников, темно-серых алевролитов, черных аргиллитов часто метаморфизованных, аргиллитов с рассеянным органическим веществом (ОВ), известковистых аргиллитов, серых диоритов и светло-серых дацитов.

Для песчаников характерны низкие значения содержания урана от 1,4 до 2,09 г/т. Содержание глинозема меняется в пределах 9 – 17%. Отношение урана к глинозему в песчаниках колеблется от 0,12 до 0,2. В алевролитах содержание урана изменяется от 1,27 до 3 г/т. По содержанию глинозема алевролиты подобны песчаникам. Отношение урана к глинозему колеблется в пределах 0,13 – 0,2. В этих породах, на глубине 3556 – 3628 м, отбивается отрицательная аномалия и, возможно, они являются коллектором для нефти или газа.

Вулканогенные породы характеризуются самыми высокими содержаниями урана от 18 до 80 г/т. Содержание глинозема характеризуется малым диапазоном значений от 14% до 17%. Отношение урана к глинозему для этих пород составляет 1,2 – 5,3.

Аргиллиты характеризуются широким разбросом концентраций урана - от 1 до 16 г/т. Наиболее высокие значения (более 10 г/т) приходятся на образцы, отобранные с глубин более 4063 м. В этих образцах встречается вкрапленность и слойки пирита, рассеянное органическое вещество и углефицированный детрит. На эти же пробы приходится повышенное содержание глинозема (более 15%), при общей дисперсии концентраций от 9 до 18%.

Отношение урана к глинозему в пробах самые высокие для аргиллитов (от 0,6 до 1,1), в остальных пробах отношение колеблется в пределах 0,1 – 0,6.

Д

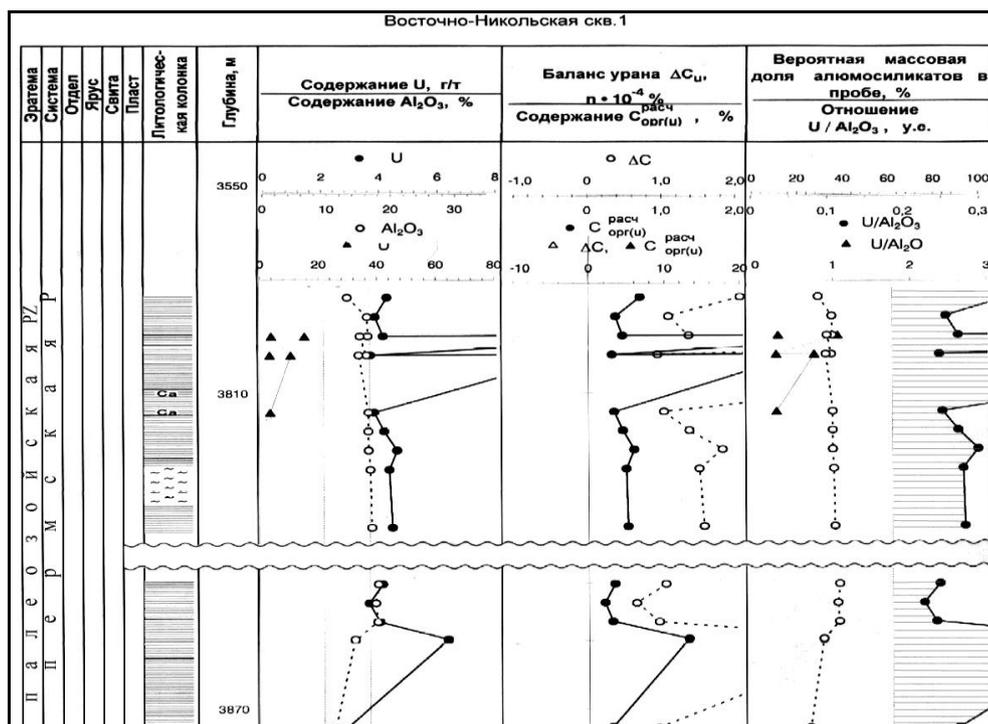


Рис.1. Литогеохимический разрез по скв. Восточно-Никольская №1 (фрагмент)

стальн
ее
рассма
тривае
тся
поведе
ние
урана
на
конкре
тных
интерв
алах
глуби
н, где
его
содер
жание
прини
мает
повыше
нные
значен
ия. На
глуби
нах
3807 –
3808
м,

предст
авленных аргиллитами, концентрации урана достигают 10–15 г/т. Следующие повышенные значения содержаний урана до 9,4 г/т, отбиваются в породах на глубине 4008,4 м, представленных метаморфизованными аргиллитами черного цвета с редкими слоями пирита. Далее, в интервале разреза 4061 – 4083 м, представленном переслаиванием диоритов, метаморфизованных аргиллитов черного цвета с рассеянным ОВ, с прослоями углефицированных аргиллитов, алевритов темно-серого цвета и редкими нитевидными прослоями пирита, содержания урана изменяются от 2 до 20 г/т. В аргиллитах они составляют 8,7 – 8,9 г/т, увеличиваясь до 20,08 г/т в диорите.

Следующий интервал 4137,1 – 4152,6 м представлен метаморфизованными аргиллитами черного цвета с включениями углефицированного ОВ, с тонкими слоями пиритовых образований в начале и дацитами, сменяющего аргиллиты в конце интервала. Этот промежуток характеризуется высокими показателями концентраций урана и составляет от 8,1 до 54 г/т. Аргиллитам соответствуют содержания элемента от 8,1 до 14,27 г/т, а на долю дацитов приходятся максимальные значения - 24,66– 54 г/т. В следующем интервале разреза от 4331,6 до 4332,5 м, представленным темно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями серого алевритового материала, углефицированного детрита и дацитов, содержание урана колеблется от 5,2 до 26,12 г/т, причем высокие значения наблюдаются и в аргиллите (15,62 г/т) и в даците (26,12 г/т). На глубине 4413 м, представленной аргиллитами черного цвета с тонкими слоями алевритового материала, ОВ и пирита, содержание урана достигает 12,35 г/т. Интервал от 4460 до 4275,3 м представлен аргиллитом черного цвета с тонкими слоями пирита и дацитом. Содержания урана в аргиллитах колеблются от 2,3 до 8,4 г/т и увеличивается до 49 г/т в даците. В целом на этих интервалах по отношению U/Al_2O_3 и отбиваются положительные аномалии, что может указывать на присутствие ураноорганических соединений типа керогена II и, следовательно, соответствовать нефтематеринским породам доманикового типа.

Во всех образцах, по результатам люминисцентно-микроскопического анализа, где концентрация урана принимает высокие значения (более 8 г/т), отмечаются следы миграции битумоидов. Содержание битумоидов изменяется от 0,01% до 0,6% – 0,8%. Состав битумоидов преимущественно смолистый (характерное темно-коричневое, бурое свечение). На наиболее проницаемых участках (зона карбонатизации, трещиноватость) отмечаются битумоиды легкого состава по голубоватому свечению. Наиболее высокие концентрации битумоидов в породах отмечаются на глубинах более 3800 м. Метаморфизованные аргиллиты характеризуются высокими содержаниями урана и сингенетичной битуминозностью. Во многих образцах разреза преобладают керогены, сформировавшиеся по гумусовому органическому веществу, поэтому возможно отложения скважины будут перспективны на газ. Остаточный облик битумоидов свидетельствует о факте газогенерации в районе скважины.

Исследования на этом не заканчиваются, изучение разреза скважины продолжается. Уточняется стратиграфия отложений, петролого-минералогические и геохимические особенности пород.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЗОНЫ СУЛЬФИДЗАЦИИ БАЛКИ «ГОРЕЛОЙ» И УРУПСКОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО МИНЕРАЛОГО-ФИЗИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ (СЕВЕРНЫЙ КAVKAZ)

А.В. Богилев, М.Ю. Джангиров

Научный руководитель профессор И.А. Богуш
Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Урупское месторождение является крупнейшим медно-колчеданным месторождением Северного Кавказа. В настоящее время оно является объектом интенсивной промышленной эксплуатации. В то же время весьма актуально выявление новых колчеданных объектов в Урупо-Лабинском районе. В пределах этого района в продуктивной толще вулканогено-осадочных пород кизилкольской свиты (D_2ks) имеют место крупные зоны пиритизации. Разведка целого ряда таких крупных зон (Чугунка, Работайка, Горелая, Грушовая, Рожжавская и др.) не дала положительных результатов. Эти зоны значительные по размерам (протяженность до 2-3 км, при мощности от 5 до 15 м), представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, пиритизированными метасоматитами. Аналогичные по внешнему виду околорудные метасоматиты сопровождаются в лежачем боку сплошными рудами главной Урупской залежи.

Среди исследуемых зон наиболее близкая по структурно-текстурным, минералогическим и минерало-физическим показателям к главной Урупской залежи, является зона балки Горелой (Богулев, 2004).

На генетическую близость этих двух объектов указывают следующие факты:

1. Объекты расположены в единой продуктивной толще (Кизилкольская свита (D_2ks)), петрологически и минералогически одинаковой.

2. Кровля зоны занимает строго стратиграфическое положение (стратифицирована) и фиксируется стратиформными, пластовыми и линзовидными телами кремнисто-гематитовых туффитов, аналогичных породам Главной Урупской залежи (Скрипченко, 1979, Черницын и др., 1971).

Известная конвергентность колчеданных руд и метасоматитов затрудняет визуальное (текстурно-структурное и минералогическое) выделение среди зон метасоматитов (Смирнов, 1969), аналогов подрудных метасоматитов Урупской залежи.

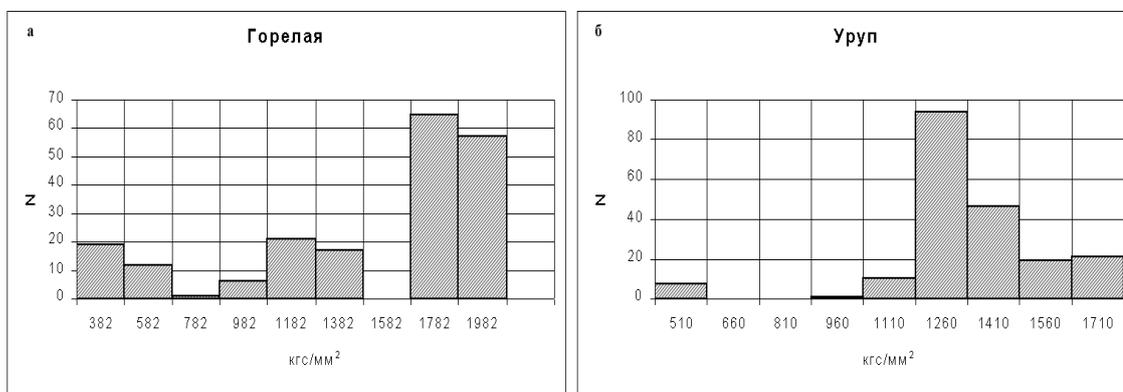


Рис.1. Статистическое распределение значений микротвердости: а - зона балки Горелой; б - Урупская залежь

Из всех минералов колчеданных руд пирит является наиболее распространенным, проходящим и «консервативным» минералом, несущим разнообразную генетическую информацию.

В дополнение к текстурно-структурному анализу, мы попытались разработать минерало-физические поисковые критерии промышленных колчеданных объектов по микротвердости и термо-ЭДС дисульфида железа.

Основные параметры пиритов колчеданных оруденений представлены в работах Богуш И.А.

Измерение микротвердости пиритов проводилось по общепринятой методике на приборе ПМТ-3 в полированных аншлифах, в случайных сечениях в зернах и агрегатах.

Замеры термо-ЭДС проводились по методике В.И. Князева при разнице температур между горячим и холодным электродами $100^{\circ}C$, в полированных аншлифах, в зернах и агрегатах пирита.

В результате статистической обработки полученных данных были построены гистограммы распределения микротвердости и термо-ЭДС, рассчитаны коэффициенты корреляции Пирсона, а также другие статистические параметры.

При сравнительном анализе гистограмм по выбранным объектам наблюдается выраженная гетерогенность пиритов с близкими значениями максимумов микротвердости: 382-582;1182-1410;1710-1982 кгс/мм² (рис. 1), с коэффициентом корреляции Пирсона равным 0,656.

По данным замеров термо-ЭДС пиритов метасоматитов Урупской залежи и балки Горелой отчетливо выявляется двойственный характер с дырочной и электронной проводимостью. Имея электронно-дырочный тип проводимости, α_{cp} изменяется от -200 до $+43$ мкВ/ $^{\circ}C$, с преобладанием отрицательных значений $\alpha(-)$ в интервале от 0 до -370 мкВ/ $^{\circ}C$.

Сравнение показателей термо-ЭДС и микротвердости пиритов Урупской залежи и зоны балки Горелой подтверждает их генетическую схожесть, что указывает на перспективность зоны на промышленное медно-колчеданное оруденение.

Литература

1. Богуш И.А. Геолого-минералогическая характеристика и критерии оценки меденосности колчеданопоявлений Урупо-Лабинского района: Отчет НИИ, 1975.
2. Князев Г.И., Куделя В.К. Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования. - К.:Наукова думка, 1969. - 111 с.
3. Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов. - М.:Недра. 1963. - 120 с.

4. Скрипченко Н.С. Методика и результаты прогнозной оценки геолого-промышленных параметров Урупского медноколчеданного месторождения: Отчет НПИ, 1979.
5. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1969. - 685 с.
6. Черницын В.Б., Андрушук В.П., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. - М.: Недра, 1971. - 208 с.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНОВ САЛЬСКИЙ, СВЯГИНСКИЙ И КИРОВСКИЙ (ПРИМОРЬЕ)

С.Ю. Буравлёва

Научный руководитель заведующий кафедрой А.В. Зиньков

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток, Россия

В позднекайнозойское время на территории юга Дальнего Востока России широко проявился щелочно-базальтовый вулканизм, который представлен главным образом мелкими моногенными вулканами, трубками взрыва, neckами и покровами. В Приморье пространственно разобщённые вулканические тела щелочных базальтов группируются в цепочки (вулканы Дедушка, Бабушка, Свягинский, Сальский, Кировский, Медвежий, Барановский и др.) северо-восточного простирания, располагаясь в пределах Ханкайского массива и восточного Сихоте-Алиня.

В данном сообщении представлены результаты петрографического, петрохимического и минералогического изучения щелочных базальтов Сальского, Кировского и Свягинского вулканических центров.

Кировская и Свягинская щелочно-базальтоидные постройки расположены в южной части Ханкайского массива, а Сальская – в его северной части. Детальное описание этих построек приведено во многих работах (Гапеева, 1964; Малеев, 1963) и поэтому нами не рассматривается.

Результаты изучения щелочных базальтов вулканов Кировский, Сальский и Свягинский показывают, что по многим геолого-геохимическим параметрам они довольно близки между собой. Например, общим геологическим признаком для щелочных пород, изученных вулканических построек, является то, что они образуют экструзивно-жерловые тела, причём последние нередко содержат мантийные ксенолиты.

В петрогеохимическом отношении отмечаются близкие концентрации большинства петрогенных оксидов и ванадия. Близки они между собой и по величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и глинозёмистости.

Между тем существуют и вполне устойчивые отличия. Так, согласно петрографическим и минералогическим исследованиям, щелочные базальты вулканов Кировский и Свягинский обогащены оливином, в то время как породы вулкана Сальский содержат значительно меньшее количество данного минерала. Другой характерной чертой данной постройки является низкое содержание лерцолитовых включений в породах.

Проведенные нами микронзондовые исследования позволили установить некоторые минералогические особенности щелочных базальтов вулканов Кировский и Свягинский, которые характеризуются повышенными содержаниями магния в оливине и низкими концентрациями железа и титана, но высокими — натрия в кристаллах авгита. Тогда как оливин вулкана Сальский менее обогащён магнием, а титаноавгит — более железистый, но менее натровый. Существенно различаются они и по ряду петрохимических признаков. В частности щелочные базальты Кировского и Свягинского вулканов отличаются от аналогичных пород вулкана Сальский высокими концентрациями MgO , Ni , Cr и Co . Они также имеют высокие значения Ni/Co отношения, что подтверждает повышенную магнезиальность этих пород.

Анализ представленных результатов комплексного изучения щелочных базальтов вулканов Кировский, Сальский и Свягинский убедительно свидетельствует об определённой петрохимической зональности состава вулканических пород, получивших распространение в пределах Ханкайского массива. Так, в северной части Ханкайского массива получили распространение умеренно-магнезиальные базальты (вулкан Сальский), в то время как в его южной части наиболее широкое распространение имеют высокомагнезиальные базальты (вулканы Кировский и Свягинский).

Литература

1. Гапеева Г.М. Щелочные базальтоиды Кировской возвышенности. – Зап. ВМО, 1964. - ч. 93. - в.3. - С. 153-162.
2. Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности. – В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 3-59.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БЕЛАРУСИ

С.Ю. Васильев

Научный руководитель доцент М.Е. Комаровский

Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь

Одной из актуальных проблем четвертичной геологии Беларуси является выяснение ледникового лито- и морфогенеза в зоне поозерского (валдайского) оледенения. В решении этой проблемы достигнуты определенные результаты: установлены основные границы стадийного и фазийного ранга, а также лопастная дифференциация этого ледника. Эти результаты получены на основании геоморфологических данных (морфологии и геологического строения отдельных форм рельефа). Однако детальных литологических исследований морены, подтверждающих эти выводы, не проводилось. Первая в республике работа такого рода была проведена на кафедре динамической геологии географического факультета Белорусского государственного университета. Целью данных исследований являлось определение петрографического состава крупнообломочного материала морены поозерского оледенения северо-

западной части Беларуси в пределах поясов конечных морен разного ранга и сопоставление результатов с данными геоморфологии о динамике ледника.

Таблица

Сравнительная характеристика составов морен Браславской и Оршанской стадий поозерского ледника

Параметры	Поозерское оледенение	
	Браславская стадия	Оршанская стадия
Среднее содержание обломков в пробе	386,0	215,2
Осадочные породы, %, в т. ч.	72,2	62,5
Известняки	27,8	26,3
Доломиты	4,6	0,3
Песчаники	6,0	12,8
Алевролиты и аргиллиты	32,9	22,5
Мергели	0,9	0,6
Кристаллические породы, %, в т. ч.	23,6	30,4
Граниты розовые	17,6	23,3
Граниты серые	4,6	4,0
Крист. сланцы и гнейсы	0,6	1,5
Полевые шпаты	0,8	1,5
Кварц	2,2	3,7
Осадочные/Кристаллические	3,2	2,8
Карбонаты/Осадочные некарбонатные	0,9	0,7

Для проведения исследований была использована методика М. Горски (Gorska, 2000), проводившей аналогичные работы в Польше. Методика включает полевой отбор образцов из естественных и искусственных обнажений основной морены. Объем пробы постоянный и составляет 0,01 м³. Далее морена промывается на ситах. Для анализа оставляется фракция 5 – 12 мм. Петрографический анализ представляет собой подсчет обломков следующих пород: известняков, доломитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, мергелей, гранитов, полевых шпатов, кристаллических сланцев и гнейсов, вулканических пород, кварца. Далее рассчитывалась доля каждой группы в процентах и вычислялось среднее содержание для морен различных стадийальных зон поозерского оледенения. Всего было отобрано и проанализировано 70 проб основной морены.

На территории северо-запада Беларуси в максимальную стадию поозерского оледенения (17 – 18 тыс. лет назад) располагался Балтийский ледниковый поток. Здесь выделяется три полосы конечных морен, связанные со стадиями и фазами: оршанская (максимальная) стадия, разделяющаяся на две фазы - свирскую (Бранденбургская стадия) и витебскую (Франкфуртская стадия) и браславская (Померанская) стадия (Матвеев, 1991).

В результате исследований установлены различия в петрографическом составе морен разных стадий поозерского ледника. Эти различия показаны в таблице.

Как видно из таблицы, морена браславской стадии характеризуется повышенным содержанием обломков гравийной фракции. Доля осадочных пород выше, а кристаллических ниже, чем в морене оршанской стадии.

Различия в петрографическом составе морен могут быть связаны с различными путями движения льда в браславскую и оршанскую стадии. Сопоставление данных о составе морены с данными о коренных породах Прибалтики, дна Балтийского моря и Фенноскандии показывает, что ледник в оршанскую стадию двигался с северо-северо-запада, то есть с территории Финляндии. В браславскую стадию ледник имел северо-западное направление, то есть двигался с территории Швеции.

В петрографическом составе морен свирской и витебской фаз существенных различий не наблюдается. Это указывает на единое направление движения ледника.

Таким образом, данный метод исследования морен может быть использован для более точной корреляции ледниковых отложений и для реконструкции динамики ледников.

Литература

1. Вийдинг Х., Гайгалас А. Кристаллические руководящие валуны Прибалтики. – Вильнюс: Минтис, 1971 – 95 с.
2. Гурский Б.Г., Лысковец М.В., Бессараб Д.А. Петрографический состав ледниковых валунов северной и восточной Беларуси. // Док. НАН Беларуси. – Мн., 1992 – т.36. №6. – С. 544 – 548.
3. Коншин Г. И. Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР: Автореферат. Дис. канд. геол.-минер. наук. – Вильнюс, 1965.- 23 с.
4. Матвеев А. В. История формирования рельефа Беларуси. – Мн.: Наука и техника, 1990 – 215 с.
5. Матвеев А. В. Особенности динамики поозерского ледника в северной Беларуси. // Док. НАН Беларуси. – Мн., 1991 – т.35. №1. – С. 89 – 91.
6. Раукас А.В. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР: Автореферат. Дис. канд. геол.-минер. наук. – Вильнюс, 1961. – 25 с.
7. Савваитов А. С. Состав мелкообломочного материала морен и его изменения на территории Латвийской ССР: Автореферат. Дис. канд. геол.-минер. наук. – Вильнюс, 1965. – 23 с.
8. Тарвидас Р. И. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений южной Прибалтики и их минералого-петрографическая характеристика: Автореферат. Дис. канд. геол.-минер. наук. – Вильнюс, 1961. – 36 с.
9. Gorska M. Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the central and southern Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice sheet. – Poznan: PTPN, 2000 – 147 p.

КОБАЛЬТОНОСНОСТЬ РУД ХУДЕССКОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

М.Ю. Джангиров

Научный руководитель профессор И.А. Богуш

Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Район Худесского медно-колчеданного месторождения приурочен к рифтогенной зоне Передового хребта северного склона Кавказа, в строении которой принимает участие комплекс пород кизилкольской свиты среднего девона (D_{2ks}). Рудное поле месторождения сложено эффузивно-осадочными образованиями спилито-кератофировой формации. По масштабам колчеданных руд Худесское месторождение занимает первое место на Северном Кавказе. Стратиформные тела (Главная, Промежуточная и Кизилкольская) залежей сплошных руд стратифицированы и генетически относятся к производным гидротермально-осадочного рудогенеза. (Скрипченко, 1973; Богуш, 1975).

В пределах рудовмещающей толщи выделяются следующие типы рудной минерализации (в том числе и промышленной):

- линзовидные тела сплошных колчеданных руд;
- прожилково-вкрапленные руды, локализующиеся со стороны висячего бока линзы массивных руд, фиксируя корневые зоны;
- участки бедной сульфидной минерализации (пиритизации) гидротермально переработанных пород (кварц-серпичитовые и кварц-серпичит-хлоритовые породы);
- минерализованные и безрудные карбонатные кварцево-карбонатные зоны и жилы.

Как линзовидные тела сплошных руд, так и зоны вкрапленной минерализации согласно залегают с рудовмещающей толщиной с крутыми углами (50-80°) падения на юг.

К технологическим сортам руд относятся сплошные медноколчеданные, медно-цинковые и серноколчеданные руды. Особое внимание привлекают серноколчеданные руды, в которых в заметных количествах содержатся кобальт, селен, теллур. Приоритетное положение в этих рудах занимает кобальт (от 0,005 до 0,4%), который, не образуя собственных минералов, изоморфно замещает железо. Ионные радиусы кобальта и железа (0,078 и 0,08 нм) близки, что обуславливает их близкие геохимические свойства (Крутов, 1959, Перельман, 1979).

Руды Промежуточной и Кизилкольской залежей бедны кобальтом, промышленный интерес в связи с кобальтоносностью представляют колчеданные руды Главного тела, где так же сосредоточены основные запасы меди, цинка, серы. Позиции кобальта и распределение его в теле залежи остаются во многом не изученными. В то же время, запасы кобальта в Главной залежи представляют (потенциальный) промышленный интерес при разработке соответствующей технологии его извлечения из пирита.

Промышленные и забалансовые сорта руд представлены сплошными колчеданными рудами с незначительной примесью нерудных минералов: пирит 88 - 100%, нерудные минералы 1 - 7%, прочие сульфиды до 10%. К числу "прочих" сульфидов в порядке их распространенности относятся: халькопирит, сфалерит, теннантит; более редкие – галенит, борнит, халькозин (гипогенный), гематит. Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем, в меньшей степени баритом и карбонатом. (Богуш, 1985)

Обработка документации горных выработок и рудного керна в сочетании с материалом химического анализа бороздовых и керновых проб позволил уточнить распределение кобальта в залежах сплошных руд. В закономерности распределения полезных компонентов наблюдаются следующие особенности:

- медь концентрируется в висячем боку залежи и ее верхних горизонтах;
- цинк имеет тенденцию локализации в центральной зоне залежи, однако, наряду с этим он характеризуется неравномерным распределением;
- серноколчеданные руды распространены преимущественно на нижних горизонтах и в лежащем боку рудного тела;
- распределение кобальта коррелируется с поведением серноколчеданных руд, что подтверждается изменением содержания кобальта по разрезу скважины №31, пересекающей рудное тело от висячего бока к лежащему под углом с падением в сторону нижних горизонтов. Кроме того, наблюдается связь повышенной концентрации кобальта с тектонически нарушенными участками руд в висячем боку и верхних горизонтах Главной залежи, из-за чего он имеет в этой зоне скачкообразный характер распределения в пересечении.

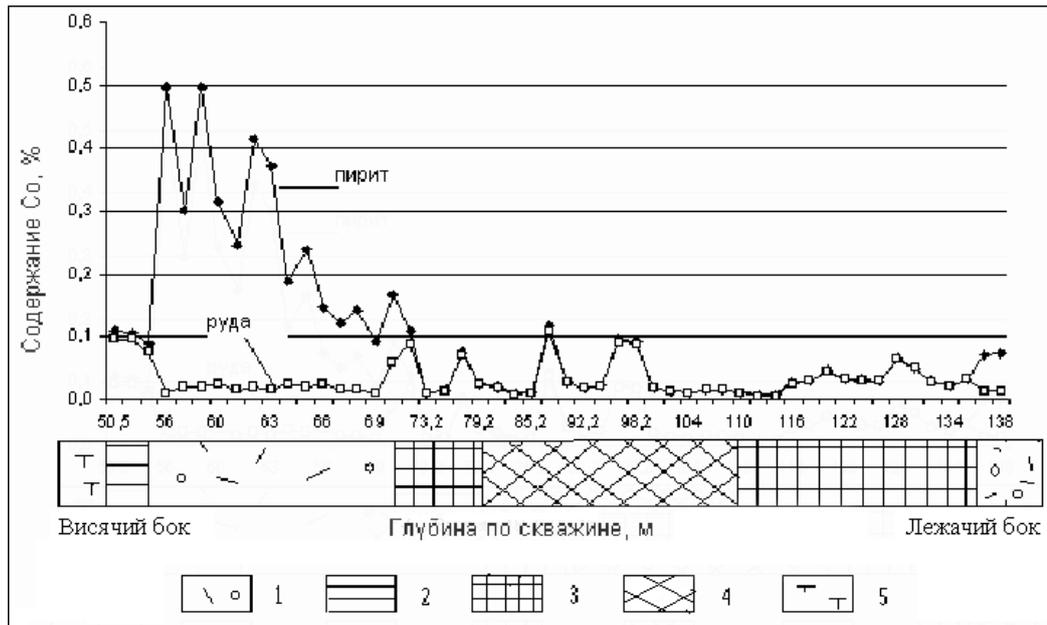


Рис. 1. Изменение содержания кобальта в зависимости от типа руд (в пирите и в рудах) по разрезу скважины № 31

в этих зонах видна приуроченность кобальта к пириту, а именно в интервалах метасоматитов содержания его в руде и в пирите резко различаются, что дает нам повод предполагать их генетическую связь. Несомненно, что содержание пирита в метасоматитах меньше, чем в рудах, однако, низкие содержания кобальта наблюдаются как в рудах, так и в метасоматитах. Повышение же содержания кобальта в пирите метасоматитов можно объяснить тем, что они подвергались наиболее интенсивной проработке синрудными гидротермальными рудогенными растворами. Это привело, соответственно, к изоморфному замещению кобальтом железа в больших количествах. Однако, низкое содержание пирита в этих породах (метасоматитах) дает нам и низкое общее содержание кобальта.

Залежь вулканогенно-осадочных руд подвергалась гидротермальной проработке с привнесом кобальта, причем кобальтовая минерализация наложенная. Однако нельзя отрицать связь процессов сопутствующих концентрации кобальта в рудах Главной залежи с процессами рудообразования колчеданных руд месторождения. На поздних стадиях формирования месторождения состав гидротермальных растворов эволюционировал, началось метасоматическое перераспределение рудных компонентов с метасоматическим замещением новыми (принесенными извне) элементами. Характер распределения полезных элементов позволяет нам сделать выводы о том, что рудогенерирующая гидротермальная система продолжала действовать после формирования рудного тела, и, как отмечено выше, ее эволюционирование привело к перераспределению и накоплению полезных компонентов в завершающие этапы рудогенеза.

Литература

1. Богуш И.А. Медноколчеданное оруденение и магмовыводящие структуры Худесской палеовулканической постройки. // Геология рудных месторождений. - Москва, 1975. - №2.
2. Богуш И.А., Труфанов В.Н., Куликов В.А. О режиме формирования штокверковой зоны Худесского медноколчеданного месторождения Северного Кавказа. // Доклад НАН СССР. - Москва, 1980. - т.255, - №6.
3. Богуш И.А. Генетическая информативность руд и минералов месторождений колчеданной формации: Автореферат. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. - Тбилиси, 1985.
4. Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. Главнейшие типы рудных месторождений. - М.: Недра, 1975. - 391 с.
5. Крутов Г.А. Месторождения кобальта. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 231 с.

ДИНАМИКА ОЧИЩЕНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ КВАРЦИТОВ ОТ ПРИМЕСЕЙ НА ПРИМЕРЕ ЧЕРЕМШАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЕМНОГО СЫРЬЯ

Д.Ц. Дугарова, Д.И. Царев, В.И. Гальченко
 Научный руководитель профессор Д.И. Царев
 Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Ранее разведанное как пласт кварцевых песчаников, по нашим данным является пластообразным метасоматическим телом кварцитов (Западное Забайкалье). Это тело длиной 8 км и мощностью 20-50 м залегает согласно с вмещающими силикатно-карбонатными метаморфическими породами верхнего протерозоя; представляет собою крупное месторождение кремнеземного сырья со средним содержанием SiO₂ - 99,2%.

Основная масса кремнезема в нем была привнесена в результате инфильтрации его в поровом и трещинном растворах. В составе силикатной итанцинской свиты много кремнезема, а в вышележащей бурлинской - оснований (CaO и MgO). Пласт песчаников, находящийся между силикатной и карбонатной (доломитовой) свитами, благодаря своей более крупной, чем в окружающих породах пористости, был великолепным проводником флюидов. Этому способствовали, трещиноватость в нем, как продольная, так и поперечная, возникшая в результате давления в хрупких телах. Если в алевритовых и пелитовых пластах при сжатии формировалось расланцевание, то в псаммитовых преобладала хрупкая деформация. Об этом свидетельствует значительное количество даек в пласте кварцитов (бывших песчаников) как поперечных, так продольных.

При прогреве гранитоидной магмой горных пород и, соответственно, поровых растворов, находящихся в участках распространения карбонатных пород бурлинской свиты, происходила их активизация и переток под действием тектонического сжатия. Наиболее активно они протекали в пласте песчаников, как относительно крупнопористых и трещиноватых породах. Фильтрация растворов в породах алевритовых и пелитовых структур была ослаблена ввиду их тонкой пористости. Эксперименты показали, что инфильтрационные механизмы являются господствующими в переносе вещества (Трухин, Посколов).

Физико-химики, пришли к мнению, что все горные породы и минералы являются пористыми телами и подчиняются законам термодинамики капиллярно-пористых систем. Капиллярно-пористые тела по своему существу являются связными дисперсными системами. Чем тоньше дисперсная фаза, тем она более активна по отношению к дисперсионной среде, в нашем случае, к стенкам пор. Активность компонентов поровых растворов, кроме температуры и давления, зависит от дисперсности, т.е. кривизны ($1/r$) пор, заполненных раствором или газом. Чем тоньше поры, тем выше дисперсность и выше активность раствора (Царев, 2002).

На Черемшанском месторождении, в связи с различной шириной пористости горных пород, растворение кремнезема в щелочных растворах происходило более активно в тонкопористых алеврит-пелитовых горных породах (алевролитах, аргиллитах), по сравнению с грубопористыми псаммитовыми (песчаниками). Щелочные порово-трещинные растворы формировались, вероятно, и при отделении от кристаллизующихся на ранних стадиях гранитоидов, и в карбонатных породах бурлинской свиты при насыщении их Ca и Mg.

Поступление растворов в пласт песчаников, вероятно, осуществлялось как из магматического очага, так и из тонкопористых алевритовых пород в связи с отжимом их при тектоническом сжатии. Насыщение щелочных растворов кремнеземом приводило к их раскислению. Кислые растворы, попадая из тонкопористых пород в широкопористые песчаники, становились пересыщенными из-за падения давления, и кремнезем осаждался в виде кварца. Происходило кислотное выщелачивание (Коржинский, 1953). Песчаник превращался в кварцит. В кварциты местами превращены и доломиты, и гранитоиды, ранее претерпевшие катаклаз, брекчирование и расланцевание. Прослои песчаников в сланцах итанцинской свиты также окварцованы.

Самоочищение кварцитов. Сформированные метасоматическим, в основном инфильтрационным процессом, кварциты длительное время очищались от примесей. Этот процесс происходил инфильтрационно-диффузионным путем при последующем тектоническом воздействии и перетоке трещинно-поровых растворов. Он способствовал перекристаллизации кварцитов с отторжением и выносом примесей. На этом фоне более качественное очищение происходило при диффузионной перекристаллизации. На фронте фильтрующегося раствора скапливались выносимые компоненты - примеси. При падении градиента давления раствор останавливался. Остановке предшествовало выпадение из него выносимых примесей и перемещенных компонентов по Д.С. Коржинскому (1969), формирующих минералы: магнетит, гематит, пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит и др. Эти минералы очерчивали границу инфильтрационного фронтального выноса. Фронтальная перекристаллизация и очищение начиналось от тектонических трещин, оконтуривающих блоки кварцитов и от пересекающих их даек, т.е. от линейных путей фильтрации растворов. В связи с этим, контуры минеральных агрегатов вынесенных примесей обычно замкнутые. Чем больше сходилась периметр контура к центру, тем он более стремился к правильной сфере. Из центральной внутренней сферы в сторону контура осадившихся минералов происходил встречный диффузионный вынос примесей. Контур диффузионно вынесенных примесей сливался с инфильтрационным или формировался рядом с ним. Часто в центре диффузионной сферы очищенных кварцитов сохранились реликты недозамещенных песчаников. Наиболее очищенными от примесей является диффузионные разности кварцитов. с Это хорошо определяется химическими силикатными анализами (табл.).

Таблица

Содержание оксидов кремнезема и вредных примесей в зональных межтрещинных блоках кварцитов

Виды высокремнеземистых пород	Содержание оксидов (масс %)						
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO
1	99,61	0,110	0,028	0,002	-	0,005	-
	99,68	0,120	0,027	0,004	-	0,004	-
2	99,40	0,110	0,058	0,004	-	0,002	-
	99,30	0,130	0,059	0,004	-	0,004	-
3	99,30	0,200	0,070	0,005	-	0,010	-
4	98,50	0,276	0,463	0,013	0,057	0,15	0,07
	98,71	0,270	0,120	0,007	-	0,01	-
5	75,60	0,424	2,930	0,019	0,119	11,90	8,65
	68,30	0,373	3,760	0,020	0,218	15,01	11,10

Литература

1. Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: Изд-во АН СССР, 1953. - С. 332-452.

ТОПОМИНЕРАЛОГИЯ НЕКОТОРЫХ ПРОВИНЦИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Н.М. Иванова

Самарский государственный технический университет, г. Самара, Россия

Летом 2004 года преподавателями СамГТУ Сидоровым А.А., Ивановой Н.М. была организована учебная практика по геологии для студентов 1-2 курсов нефтетехнологического факультета на Урале. В сотрудничестве с геологом УПП «Глобус» г. Екатеринбурга Маликовым А.И. в течение двух недель студенты познакомились с рядом месторождений минералов Среднего и Южного Урала от окрестностей Нижнего Тагила (Свердловская область) до Вишневых гор (север Челябинской области). Целью нашей экспедиции являлось знакомство с геологией Урала и сбор образцов для коллекций.

Урал представляет собой один из самых известных минералогических регионов мира. Длительность и сложность геологического развития Уральской складчатой системы исключительное разнообразие протекавших здесь минералообразующих процессов привели к формированию уникального минерального мира Урала.

Уральский минералогический пояс (суперпровинция) подразделяется на минералогические провинции - участки земной коры, характеризующиеся относительно однородным геологическим строением и развитием одних и тех же минеральных комплексов. Основной принцип выделения минералогических провинций - геологический: в ранге провинций выделяются регионы, характеризующиеся примерно одним и тем же режимом геолого-тектонического развития, одинаковыми особенностями осадконакопления, магматизма и метаморфизма. Границы минералогических провинций обычно совпадают с контурами крупных мегаантиклинорий и мегасинклинорий, но учитываются и геолого-экономические, географические и другие факторы.

Выделяется 29 провинций, объединяющихся в 6 групп, соответствующих главным структурным элементам Урала.

Отметим наиболее характерные для каждой провинции или группы провинций минеральные комплексы.

Провинции *Предуральского краевого прогиба* охватывают предуральскую часть пояса, переходную от платформы к складчатому Уралу. Пять минералогических провинций совпадают с крупными впадинами, устанавливаемыми по каменноугольно-пермским отложениям; древние толщи моноклинально погружаются на восток.

Провинции характеризуются резко преобладающим развитием седиментогенных минеральных комплексов всех типов - галогенных, карбонатных, терригенных. Галогенные и терригенные комплексы занимают ведущее положение в верхних частях разреза. Широко развиты комплексы кор выветривания. Минералогически интересными являются медистые песчаники. Эпигенетические минеральные комплексы в основном низкотемпературные, гидротермальные. Характерны минеральные ассоциации, формирующиеся на водонефтяных контактах и отмечающие следы миграции нефти.

Провинции *миогеосинклинальной зоны* включают площадь западного склона и Центрально- Уральского поднятия. Каждая провинция выделяется в границах одноименного мегаантиклинория или крупного антиклинория.

На западном склоне на поверхность выходят палеозойские осадочные толщи, представленные всеми типами пород. В Центрально-Уральском поднятии в выступах обнажены древнейшие архейско-нижнепротерозойские отложения, метаморфизованные до гнейсов, местами blastsмилонитов. Здесь известны проявления регионального метаморфизма всех ступеней и все фации метаморфизма представлены соответствующими минеральными комплексами. Для всех провинций характерны полихронные магматические минеральные комплексы как интрузивной, так и эффузивной природы, кислые и основные вплоть до ультраосновных. Широко распространены гидротермальные комплексы.

Эта группа провинций характеризуется наличием различных типов месторождений полезных ископаемых: фосфоритов, бокситов, железистых кварцитов, сидеритов, магнезитов, меди, полиметаллов, редких и благородных металлов и многих других.

По площади провинции занимают основную часть Урала.

Провинции *Главной эвгеосинклинальной зоны* ограничиваются с запада Главным Уральским разломом, а с востока по разновозрастным разрывам граничат с блоками допалеозойской консолидации. Ведущими минеральными комплексами в этой группе провинций являются вулканогенные, в меньшей степени седиментогенные (от ордовикских до среднекаменноугольных), магматогенные формации и интрузии ультрабазитов, базитов и гранитоидов, а также пегматитов. Широко представлены гидротермальные и метаморфогенные комплексы. Для провинций пояса характерны крупные месторождения железа, хромитов, меди, полиметаллов, редких металлов, редких земель, хризотил-асбеста, антофиллит-асбеста, кианита, вермикулита, корунда, графита и др.

Провинции *Восточноуральской зоны* охватывают сложно построенную часть Восточной зоны, состоящую из поднятий с нижнепалеозойскими породами или породами допалеозойского кристаллического основания в ядрах и опусканий с вулканогенно-осадочными породами силуро-карбона. Широко развиты метаморфические комплексы и гранитоидные комплексы, связанные с гнейсово-магматитовыми куполами. Характерны магматогенные минеральные комплексы ультраосновного и основного типов глубинной природы. Для провинций характерны месторождения хромитов, железа, меди, полиметаллов, редких металлов, хризотил- и антофиллит-асбеста, мусковита, граната и др.

Провинции *Зауральской зоны* совпадают с крупными структурными блоками с развитием вулканогенно-седиментогенных комплексов. Наибольшей части территории провинций обнажаются мезо-кайнозойские отложения.

Мезо-кайнозойское Зауралье является восточным краем Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы. На поверхность выходят мезо-кайнозойские седиментогенные и гипергенные комплексы.

Почти в любой из выделенных провинций в той или иной степени представлены все генетические типы минеральных комплексов. Однако степень развития и типоморфные особенности минеральных комплексов в различных провинциях специфичны. (Юшкин и др., 1986)

Маршрут исследований охватил три минералогические провинции Урала: Арамилско-Исетскую, Сысерть-Ильменогорскую и Мурзинско-Адуйскую. Первые две относятся к провинциям Главной эвгеосинклинальной зоны, а последняя – к провинциям Восточноуральской зоны.

В пределах Сысерть-Ильменогорской провинции были посещены Вишневые горы. В Курочкином логу на руднике «Шпат» были собраны образцы ильменита, канкринита, колумбита, эгирин-авгита, биотита, полевого шпата, нефелина, флюорита, циркона, содалита. Нефелин-полевошпатовые жилы Курочкина Лога расположены в средней части Центрального массива нефелиновых сиенитов.

На горе Каравай у Вишневогорска собраны образцы циркона, пирохлора, ильменита, вишневита, содалита, биотита, миаскита. Тела пегматитов на горе Каравай слагаются среднезернистым нефелин-микроклиновым агрегатом с участками крупнозернистого микроклина. Здесь велась разведка сначала на циркон, потом на пирохлор. (Попов, Попова, 2004)

Провинция Мурзинско-Адуйская включает ряд месторождений, через которые пролегал маршрут.

«Гематитовая горка» у села Шабры – месторождение талька, гематита, брейнерита.

Мало-Сидельниковское месторождение родонита. Месторождение граната альмандин у дер. Кадниково на берегу р. Арамилки.

Березовское золоторудное месторождение. Золото находится в кварцевых жилах в ассоциации с пиритом, входя в состав его кристаллической решетки, и представлено самородной формой. Березовское месторождение славится большим разнообразием минеральных видов. Студенты спустились в шахту на глубину 462-512 м и работали на отвалах. Собрали в разрезах множество образцов - пирит, кварц, глина скольжения; в отвалах - березит, лиственит, кварц, пирит, халькопирит, фуксит, кальцит, гематит, крокоит. Крокоит был открыт на Точильной горе, затем в Березовске. Он стал первым уральским минералом международного минералогического изучения, завершившегося открытием нового элемента – хрома. (Юшкин и др., 1986).

Так же посетили Режевской заказник. У пос. Озерный работали на копи «Ежик», где имеются кристаллы горного хрусталя и молочно-белого кварца. На копи Санникова собирали агаты.

В пегматитовой жиле копи Фирсова студенткой был найден кристалл берилла (Фото 1). Этот кристалл полупрозрачный, светло-зелёного, жёлтого цвета, достаточно большого размера (12,5*3см). Он был редкостью для данного месторождения. Его передали в минералогический музей Режевского заказника.

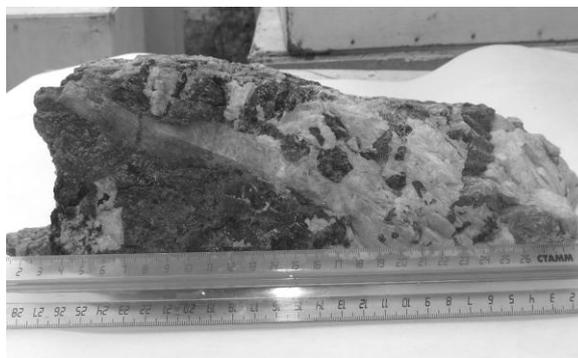


Фото 1. Кристалл берилла

В карьерах Липовского месторождения собирали опал, халцедон, мрамор белый, серый, полосчатый, турмалин, фуксит.

С Арамилско-Исетской провинцией студенты знакомились на примере Естунинского рудного карьера. Месторождение приурочено к одному из наиболее крупных останцов вмещающих пород, представленных контактово-термальными мелкозернистыми метаморфическими породами состава габбро—габбро-норит. Это контактово-метасоматическое железорудное месторождение с развитием магнетитового оруденения (Сидоренко, 1973). Были собраны образцы медной руды, магнетита, эпидота, пирита, халькопирита, борнита, медной зелени (малахит), тулита, сфена титанита диопсид-плаггиоклазовой породы, полевого шпата, хлорита.

Т.о., поставленную в начале практики цель можно считать достигнутой. За время данной практики было собрано большое количество образцов для учебной коллекции и экспонатов для минералогического музея СамГТУ. Студенты получили возможность познакомиться с минеральными сообществами, не характерными для Самарской области и на практике закрепить полученные знания по общей геологии.

Литература

1. Сидоренко А.В. Геология СССР.- М.: Недра, 1973. - 476 с.
2. Попов В.А., Попова В.И. Щелочные сиенитовые пегматиты Вишневых и Ильменских гор на Урале. // – Уральская минералогическая школа-2004.– Екатеринбург: Изд-во УГГТА, 2004. – С. 32.
3. Юшкин Н.П., Иванов О.К., Попов В.А. Введение в топоминералогию Урала. – М.: Наука, 1986. – 293 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТУРПАК

Э.Э. Игамбердиев

Научный руководитель доцент Р.Г. Юсупов

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

Золоторудное месторождение Актурпак находится на территории Алмалыкского горнорудного района.

Минералогия месторождения изучалась Бадаловой Р.П., Мещининовой Г.С., Яковлевой Н.А, Алехиной З.В. и другими авторами.

Вмещающие породы месторождения представлены сиенито-диоритами S_2 , прорванными дайками гранодиорит-порфиоров P_1 . В структурном плане месторождение тяготеет к блоку, ограниченному с севера и юга региональными разломами. Система сближенных сноповидных нарушений более мелкого порядка и оперяющие их

трещины контролируют оруденение месторождения. Вмещающие породы в пределах рудных зон подверглись процессам гидротермальной переработки (окварцевание, пиритизация, серицитизация, хлоритизация и др.). Носители оруденения - кварцевые жилы, прожилки и кварцевые обособления, нередко, гнездообразной или трубообразной форм. Минеральный состав рудных тел - кварц, карбонаты, сульфидно- и сульфасольные выделения, борнит и др. Из них главные рудные минералы - пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, самородное золото и др. В зоне окисления присутствуют гидроокислы железа, церуссит, англезит, бирюза, малахит, азурит, кераргирит. На месторождении кварц-пиритовая (ранняя) и кварц-полиметаллическая (поздняя) ассоциации рассматриваются в качестве продуктивных на золото. Одним из носителей и концентраторов золота служит рудоносный кварц.

Ранняя генерация кварца представлена белой по цвету, светло-серой и другими разновидностями криптозернистого типа. Текстура массивная, реже брекчиевая и перистая. Кварц ассоциирует с альбитом, серицитом, хлоритом, кальцитом, пиритом и молибденитом. Самородное золото в руде находится в виде субмикроскопических выделений (менее 1 мм.), находясь в пылевидном состоянии. В пиритах золото также образует субмикроскопические выделения.

Вторая генерация кварца представлена светло-серой, серой и беловатой разновидностями, среднего и крупнозернистого типа. Текстура выделения брекчиевидная, шестоватая и друзовая. Метаморфизм кварца проявился отчетливо. В этой генерации кварца устанавливается присутствие вкрапленности, реже прожилков пирита, халькопирита, сфалерита, блеклой руды, галенита. По мелким трещинам, интерстициям кварца развиты видимые выделения самородного золота. Самородное золото также присутствует в виде вкрапленности в сульфидах и сульфосолях. Размеры выделений самородного Au менее 0,05 и до 0,2 мм. Пробирным анализом определяется от 0,5 до 50 г/т Au в мономеральной фракции кварца. Возможно, часть золота находится в тонкодисперсном состоянии.

Пирит в рудах принадлежит к преобладающим рудным минералам. В пиритах I генерации фиксируются высокие содержания Au (до 1443 г/т). Последующая генерация пирита из кварц-полиметаллической с Au ассоциации, как правило, встречается в качестве реликтового включения в халькопирите, сфалерите и блеклой руде. Все генерации пирита на месторождении служат носителями благороднометаллической минерализации (Au, Ag) и обладают характерными элементами-примесями (Cu, Mo, Pb, Zn, As, Sb и др.).

Сфалерит входит в состав кварц-полиметаллических прожилков. Элементы - примеси: Mn, Ti, Mo, Cu, Pb, Cd, Ag, Gb, Bi, As, Gn, Ga, Au, Te, In. Из них практического интереса заслуживает Cd (1900 г/т), In (70г/т) а также селен и теллур. В сфалеритах характерно присутствие висмута (5 г/т) и Ag (около 4 г/т).

Халькопирит встречается в кварц-полиметаллических прожилках, ассоциируя со сфалеритом, блеклыми рудами, галенитом, пиритом и самородным Au. В составе халькопирита присутствуют типоморфные элементы-примеси, которые характерны и для самого месторождения в целом. Другая, не менее важная генерация халькопирита - эмульсионная вкрапленность в составе сфалерита.

Блеклые руды образуют гнездообразные скопления (до 5 см в поперечнике) и редкие, в виде единичной вкрапленности, выделения в рудном кварце. Минерал является одним из поздних и участвует в составе кварц-полиметаллической ассоциации. По составу блеклые руды представлены тетраэдритовой и зандбергитовой разновидностями.

На месторождении Актурпак самородное золото представлено гипогенными и гипергенными разновидностями. Гипогенное (первичные выделения) золото обладает золотисто-желтой окраской, сильным металлическим блеском. Проба золота высока (около 900). Размеры выделений (от 0,01 до 0,05-0,2 мм). Золото по классификации Н.В. Пертовской принадлежит к числу мелкого и пылевидного классов. Гипергенное (вторичное) золото образует в зоне окисления губчатые формы выделений, дендриты или тонкие мелкие пластинчатые образования в пустотках. Проба гипергенного золота от 950 и более.

Литература.

1. Бадалова Р.П., Мещанинова Г.С., Мещанинов Е.З. Минералого-геохимическая характеристика золоторудного месторождения Актурпак. // Труды ТашГУ. - Ташкент, 1968. – в.37. – С. 48-52.
2. Мещанинов Е.З. Мещанинова Г.С. Особенности околорудных метасоматитов золоторудного месторождения Актурпак. // В кн.: Металлогения и геохимия. – Ташкент: Изд-во "Фан", 1979. – С 78-83.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КЯХТИНСКОГО СИЛЛИМАНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

И.А. Избродин

Научный руководитель Г.С. Рипп

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

В Юго-Западном Забайкалье выявлено несколько участков метаморфизованных высокоглиноземистых пород (Ичетуйское, Кяхтинское, Харанхойское, Лево-Чемуртайское). Они приурочены к субширотной полосе, протягивающейся в бассейнах рек Джиды и Чикоя. В направлении с запада на восток в составе пород отмечается смена кианитовой ассоциации (Ичетуйское), через кианит-силлиманитовую (Харанхойское) к силлиманитовой (Кяхтинское).

Кяхтинское силлиманитовое месторождение, расположенное в южной части Республики Бурятия, включает участки: Черная Сопка, Кяхтинский и Усть-Кяхтинский. Месторождение представлено серией пластообразных линз силлиманитсодержащих сланцев мощностью до 40 м (максимальная мощность достигает 70 м), залегающих в толще биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов раннепротерозойского возраста. К востоку и северо-востоку от месторождения гнейсы сменяются слабоизмененными вулканогенно-осадочными породами кислого и среднего состава. Метаморфическая толща содержит большое количество пегматитовых жил, а участками интенсивно мигматизирована.

Силлиманитсодержащие сланцы переслаиваются с биотитовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами и постепенно переходят во вмещающие породы. Рудные тела неоднородны и состоят из слоев и линз пород со значительными колебаниями содержания силлиманита. Они подразделены на силлиманит-кварцевые и силлиманит-

полевошпатово-кварцевые с переменными содержаниями слюд. Среднее содержание силлиманита в силлиманит-кварцевых породах составляет 15-20%, а в силлиманит-полевошпатовых сланцах - 3-5%.

Состав минеральных парагенезисов свидетельствует о двух этапах преобразования высокоглиноземистых пород, соответствующих стадиям прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Для первой, сформировавшейся в условиях фации силлиманитовых гнейсов (до гранулитов), характерны: силлиманит, корунд, топаз, полевые шпаты, мусковит, кварц, рутил, титаногематит, грассуляр-андрадит, биотит, пироксен, амфиболы, лазулит, троллеит, вагнерит. В регрессивную стадию сформировались: андалузит, диаспор, кварц, пирофиллит, мусковит второй генерации, апатит, магнетит, гематит, рутил, а также большая группа фосфатных, сульфат – фосфатных и сульфатных минералов.

Одним из наиболее распространенных минералов первой стадии является силлиманит. Он слагает пучки игольчатых зерен и фибролитовых агрегатов, или более крупнокристаллические призматические кристаллы, находящиеся среди зерен других породообразующих минералов. Чаще таким минералом является кварц. Некоторая часть тонких иголок силлиманита отмечается в тесном сростании с мусковитом, реже с полевым шпатом. Длина его игл и пучков достигает 20-25 мм. Агрегаты силлиманита группируются в тонкие полоски и линзочки толщиной от нескольких мм до 1 см, ориентированные параллельно полосчатости пород. С силлиманитом ассоциируют также мусковит, лазулит, рутил, титаногематит. Состав минерала близок к теоретическому. Отмечаются лишь незначительные примеси FeO (до 1.16 мас.%) и MgO (0.08 мас.%).

Полевые шпаты относятся к числу второстепенных минералов. Среди них установлены калиевый полевой шпат, плагиоклаз. Плагиоклаз входит в состав силлиманит-полевошпат-кварцевых сланцев и представлен олигоклазом и альбитом. Калиевый полевой присутствует в гнейсах, в многочисленных телах пегматитов и, обычно, в сланцах, содержащих повышенное количество слюд. Особенностью калиевого полевого шпата из гнейсов и пегматитов является присутствие относительно повышенных содержаний Na₂O (2.51 и 1.83 мас.%) и BaO (0.57 и 0.73 мас.%), соответственно. В нем наблюдается слабо выраженная микроклиновья решетка.

Мусковит как второстепенный, а участками и главный минерал, постоянно встречается в высокоглиноземистых породах. В силлиманитсодержащих сланцах установлено две его генерации. Одна из них представлена относительно крупными чешуйками (до 5-7 мм), которые ориентированы параллельно полосчатости пород. Этот мусковит ассоциирует с силлиманитом.

Более редкий биотит обычно образует отдельные пластинки или, как и мусковит, находится в тесном сростании с силлиманитом. Биотит характеризуется отношениями Fe/ (Fe+Mg)- 0,630-0,594. Содержание TiO₂ в нем колеблется от 2,14 до 3,21 мас.%.

К числу типоморфных минералов в гнейсах относятся амфиболы и гранат. Среди амфиболов установлены роговая обманка и жедрит. Часть амфиболов относится к группе кальциевых, удовлетворяющих условиям (Ca+Na)_B>1,50 и могут быть отнесенными к магнезиальной и железистой роговой обманке. Она обычно по краям зерен, трещинкам спайности замещает диопсид (вплоть до полных псевдоморфоз). Другая часть амфиболов относится к жедриту, который встречен в силлиманитсодержащих сланцах, в которых слагает лучистые агрегаты.

В качестве аксессуарных минералов в биотитовых и биотит-олигоклазовых гнейсах встречается гранат. Он содержит 49% гроссулярового и 33% андрадитового миналов, по составу близок к гранатам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

На высокотемпературные условия метаморфизма пород Кяхтинского месторождения указывает состав титаногематита. Он представлен зернами размером до 2 мм, рассеянными в силлиманитовых сланцах. Высокое содержание титана (до 18 мас.%) в гематите обусловило появление структур распада твердого раствора рутил-гематит. В небольших количествах в минерале обнаружены Al₂O₃, MnO, V₂O₅, содержание которых варьирует от 0.09 до 0.13 мас.%.

Наиболее распространенным фосфатным минералом в породах прогрессивной стадии является лазулит. Он встречен в виде неравномерной вкрапленности в силлиманитовых породах, где ассоциирует с силлиманитом, мусковитом, рутилом и титано-гематитом. Лазулит корродируется троллеитом, вудхаузеит-сванбергитом, сульфатапатитом и гематитом.

Среди минералов регрессивной стадии распространены фосфатные (лазулит, апатит, крандаллит), сульфат-фосфатные (вудхаузеит, сванбергит, ждеговерит, сульфатапатит) и сульфатные (барит, барито-целестин) минералы. Андалузит относится к редковстречающимся минералам и установлен только в силлиманит-кварцевых сланцах, где образует неправильной формы зерна и таблитчатые кристаллы.

Лазулит в ассоциациях этой стадии встречается в виде рассеянных зерен или небольших гнезд, а также мелких (первые миллиметры) кристаллов остропирамидальной формы. Реже минерал образует маломощные прожилки, приуроченные к зонам дробления. Содержание скорцалитового компонента в лазулите варьирует от 0.75 до 12.68 мас.% FeO.

Мусковит регрессивной стадии развивается по полевым шпатам, образует псевдоморфозы по силлиманиту, лазулиту. Особенностью его является содержание до 22% парагонитового минала и дефицит глинозема в октаэдрической позиции, компенсированного трехвалентным железом. Для мусковита, как и в целом для метаморфических слюд месторождения, характерно присутствие титана и фенгитового минала.

Минералы ряда вудхаузеит-сванбергит встречены в лазулитсодержащих участках пород. Они слагают прожилки, вкрапленность и небольшие гнезда мелкозернистых агрегатов. В пустотах вудхаузеит и сванбергит образуют кристаллы псевдокубического облика. Содержания сванбергитового и вудхаузеитового миналов в них варьируют, редко они представлены крайними членами.

Апатит представлен двумя генерациями. Ранняя из них относится ко фторапатиту, вторая - к сульфатфторапатиту. Обычно сульфатапатит слагает неправильной формы прожилки, расположенные на границах зерен различных минералов, выполняет интерстиции или образует скопления мелкозернистых агрегатов. Он содержит корродированные зерна лазулита, вагнерита, сопровождается еще недостаточно изученными фосфатами бария и железа предположительно из группы бьярбиита. Особенностью апатита является неоднородность состава, высокие содержания сульфатной серы и находящегося в прямой корреляции с ними - натрия. Максимальные количества SO₃ достигают 14,06 мас.%, а Na₂O - 4,56 мас.%

В литературе, еще не в полной мере, освещено поведение глинозема при метаморфических процессах в условиях повышенной активности фосфата и сульфатной серы. Многообразие минеральных видов с участием алюминия свидетельствует о повышенной активности этого элемента на заключительном регрессивном этапе минералообразования. В то же время известно, что в ряду миграционных элементов алюминий относится к малоподвижным компонентам и поэтому возможность масштабного перемещения его при образовании новых минералов на регрессивной стадии маловероятна. Оценка условий формирования и установление первичной природы высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья (Избродин, 2003) указывает на образование их за счет кор выветривания. При этом по данным анализа изотопного состава кислорода, в лазулите и титаногематите (соответственно $-0,2$ и $-7,2\%$ $\delta^{18}\text{O}$ SMOW) отчетливо фиксируется участие вадозового кислорода. Реконструкция первичного состава пород, дает основание предполагать также существование глинистой коры выветривания, образованной по породам богатых титаном.

Литература

1. Избродин И.А. Состав и условия метаморфизма высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья. // Проблемы геологии и географии Сибири: Материалы научной конференции. – Томск, 2003. - т.3. - С. 55-57.

ДЕКРИПТОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЛАТИНОИДНОСТИ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ ГЕРАНСКОГО МАССИВА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК) Н.В. Каразинов

Научный руководитель доцент С.Г. Парада

Ростовский государственный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Задача исследования: оценить влияние платиноидоносной вкрапленной сульфидной минерализации на декриптометрические характеристики плагиоклазов Геранского анортозитового массива с целью выявления декриптометрических поисковых признаков платиноидного оруденения. Фактический материал для исследования собран лично автором в период полевой производственной практики 2003 г.

Роль флюидов при формировании пентландит-халькопирит-пирротинных руд с наложенным платиноидометалльным оруденением в расслоенных ультрабазит-базитовых комплексах признаётся большинством исследователей. Отличительной чертой рудоносных и безрудных интрузий, по данным В.С. Аплонова (Аплон, Додина, 1995), является наличие или отсутствие наложенных вторичных процессов, нашедших своё отражение в том числе и в виде газовых и газовой-жидких включений минералообразующих сред. Чем выше степень рудоносности, тем больше флюидных включений наблюдается в породообразующих минералах. В безрудных интрузивах встречаются лишь единичные флюидные включения либо они вообще отсутствуют. Уже этот признак может быть положен в основу разбраковки участков интрузивных тел по степени их рудоносности.

Плагиоклазы Геранских анортозитов, по данным А.М. Ленникова (1979), содержат многочисленные существенно газовые включения размером 0,5-1 мкм и, кроме того, более крупные (до 8-10 мкм), но менее распространенные, раскристаллизованные включения с газовым пузырьком и без него. Относительная флюидонасыщенность составляет 1551,2-3845,1 см³/т или 0,17-0,31 вес.%. Преобладающим компонентом газовой фазы оказалась H₂O. Ее максимальное количество выделилось при нагреве до 600°C, но и при нагреве до 1000°C вода продолжала выделяться, хотя количество ее сократилось. Второстепенными оказались CO₂, CO, H₂; в значительно меньших количествах выделялись CH₄ и N₂ (Ленников, 1979).

Проведенные нами расчеты показывают, что свыше 60% флюида выделяется при нагреве до 600°C. Это свидетельствует о наличии в Геранских анортозитах относительно низкотемпературных систем включений, образовавшихся в результате наложенных гидротермальных процессов. При очень мелких размерах включений, наиболее оптимальным является использование для их изучения метода термовакuumной декриптации.

Для исследования были подготовлены мономинеральные фракции плагиоклазов, отобранных из анортозитов Геранского массива, содержащих и не содержащих сульфидно-вкрапленную минерализацию. Подготовка проб проводилась по следующей схеме. Первоначально порода дробилась, а затем последовательно пропускалась через сита 1,0 и 0,5 мм. Из фракции +0,5...-1,0 мм под бинокляром были отобраны только стеклянно-прозрачные зерна плагиоклаза, лишенные посторонних включений и видимых признаков вторичных изменений. Отобранные зерна были еще раз передроблены и пропущены через сита 0,5 и 0,25 мм. Полученная фракция - 0,5...+0,25 мм подвергалась магнитной сепарации для очистки от возможных микропримесей пирротина и других

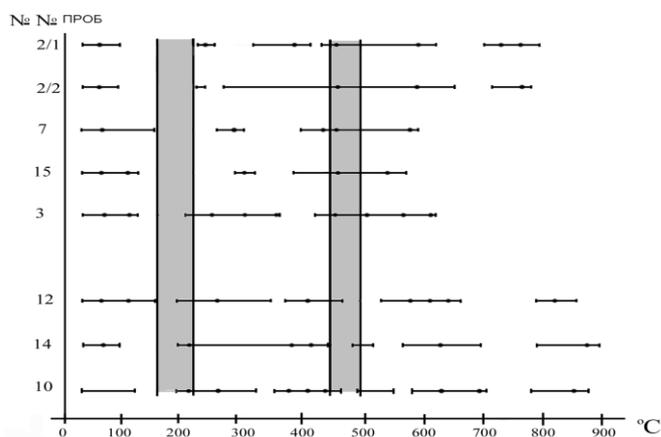


Рис.1. Сводный график декриптоактивности плагиоклазов автономных анортозитов Геранского массива из зон платиноидоносной сульфидновкрапленной минерализации (образцы 2/1, 2/2, 7, 15, 3) и из безрудных участков (12, 14, 10). Серой заливкой показаны типоморфные интервалы газовой выделенности

0,5...+0,25 мм подвергалась магнитной сепарации для очистки от

магнитных минералов. Из очищенного материала отбирались навески весом 160 мг и помещались в кварцевую пробирку для анализа. Анализы проводились в лаборатории НИИ Физической и органической химии РГУ на вакуумном декриптографе ВД-5 по известной методике (Труфанов и др., 1992). Из пробирки откачивался воздух до достижения вакуума $5-6 \cdot 10^{-3}$ после чего осуществлялся нагрев со скоростью 30°C в минуту до $800-900^\circ\text{C}$.

В результате исследований отчетливо выделились две группы декриптограмм (рис.1), соответствующие плагиоклазам, отобранным из участков пород с сульфидной минерализацией (образцы 2/1, 2/2, 7, 15, и 3) и из участков без сульфидной минерализации (образцы 12, 14, 10). На декриптограммах плагиоклазов из безрудных участков выделяются пять температурных интервалов газовой выделения: $0-100^\circ\text{C}$, характер газовой выделения одномодальный с максимумом 30°C ; $130-300^\circ\text{C}$ – выделение газа имеет бимодальный характер, – первая мода соответствует 185°C , вторая – 255°C (следует отметить, что газовой выделение в интервале $130-200^\circ\text{C}$ свойственно только плагиоклазам безрудных участков); $315-430^\circ\text{C}$ – характеризуется полимодальным газовой выделением и низкой декриптоактивностью; $470-630^\circ\text{C}$ – характеризуется интенсивным газовой выделением с максимумом на разных декриптограммах от 585 до 600°C ; $720-820^\circ\text{C}$ – одномодальное газовой выделение с выраженным максимумом при температурах от 750 до 800°C .

Вторая группа декриптограмм – из образцов с сульфидной минерализацией – также характеризуется полимодальным газовой выделением: $0-100^\circ\text{C}$ – с максимумом, как и в первой группе, при 30°C ; второй интервал газовой выделения на разных декриптограммах начинается при $200-250^\circ\text{C}$ и заканчивается при $230-270^\circ\text{C}$, для этой группы декриптограмм характерно отсутствие газовой выделения в интервале от 120 до 200°C , что принципиально отличает их от декриптограмм первой группы; $280-360^\circ\text{C}$ – характеризуется одномодальным газовой выделением; $360-500^\circ\text{C}$ – характеризуется одномодальным газовой выделением с максимумом при $400-460^\circ\text{C}$ (данный интервал является типоморфным только для оруденелых пород, в плагиоклазах из безрудных участков он не проявляется); $500-635^\circ\text{C}$ – характеризуется высокой декриптоактивностью и полимодальным газовой выделением; $660-760^\circ\text{C}$ – также характеризуется высокой декриптоактивностью и полимодальным характером газовой выделения.

Таким образом, охарактеризованные две группы декриптограмм имеют принципиальные отличия в характере газовой выделения, наиболее четкие из которых заключаются в следующем (рис. 1): в безрудных образцах отчетливо проявлено газовой выделение в интервале температур $130-200^\circ\text{C}$, а в рудных образцах оно отсутствует; одновременно в рудных образцах четко проявлено газовой выделение в температурном интервале $430-470^\circ\text{C}$, а в безрудных газовой выделение в этом интервале отсутствует. Данный интервал соответствует температуре образования пирротина, оцененной по структурам распада твердых растворов пирротина и пентландита в тех же самых образцах. Поэтому можно полагать, что данная температурная группа флюидных включений в плагиоклазах связана с их проработкой высокотемпературными растворами, из которых отложился пирротин. Судя по соотношению газов, они обладали восстановительными свойствами. Наличие в безрудных образцах низкотемпературного интервала газовой выделения ($130-200^\circ\text{C}$) и его отсутствие в рудных образцах объясняется, очевидно, ремобилизацией самородной серы первично магматического происхождения, расщепленной в дефектах кристаллической решетки плагиоклазов, под действием высокотемпературных растворов. Именно эта сера, скорее всего, участвовала в формировании сульфидов.

Литература

1. Аплонов В.С., Додина Т.С. Новые возможности термобарогеохимии при установлении локализации горизонта малосульфидного платинометалльного оруденения. / Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. // Сборник научных трудов. – М.: АО Геоинформатик, 1995. – т.2. Кн.1. – С. 155-158.
2. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления – Новосибирск: Наука, 1979. – 164 с.
3. Труфанов В.Н., Грановский А.Г., Сианисян Э.С. и др. Прикладная термобарогеохимия. – Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1992. 175 с.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ АКСИНИТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГОРСКОЙ ГРУППЫ

О.А Карась

Научный руководитель Б.Л Залищак

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток, Россия

Аксинит является одним из самых популярных коллекционных камней, которые за последние десятилетия заняли достойное место в ряду важных полезных ископаемых России. Особенно это заметно на Дальнем Востоке, где к настоящему времени известно не менее ста видов ювелирных, поделочных и коллекционных камней и несколько сот месторождений. Востребованность камнесамоцветов в России имеет устойчивую тенденцию к росту, как на внутреннем рынке, так и за рубежом, поэтому исследование аксинита так же необходимо, как и традиционных рудных полезных ископаемых.

Аксинит – $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})\text{AlAl}(\text{OH})[\text{BO}_3][\text{Si}_4 \text{O}_{12}]$, от греческого аксине – топор, три изоморфных разновидности содержат железо (до 7,5% FeO), магний (до 3% MgO) и марганец (до 14% MnO) – это ферроаксинит, магнезиоаксинит, манганоаксинит, тинценит. Для аксинита характерны кристаллы, выросшие разрозненно или соединенные в друзы, с очень острыми ребрами, клинообразные, богатые гранями; а также сплошные, пластинчатые (до слоистых) агрегаты (фото 1). Для образования аксинита необходимо присутствие в достаточных концентрациях в исходных породах (осадочных, метаморфических, магматических) вора и кальция. Аксинит широко распространен в контактово-метаморфических и метасоматических породах – кальцифирах, роговиках, скарнах,



Фото 1 Аксинит

основных породах, а также в низкотемпературных гидротермальных жилах рудных месторождений, в том числе в жилах альпийского типа.

Установлены парагенезисы аксинита в различных типах аксинитовой минерализации. Для прожилкового типа характерна ассоциация аксинита с кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом, иногда альбитом и пренимом. Для аксинита околорудного типа характерна ассоциация с кварцем, турмалином и кальцитом. Аксинит околоскарнового типа сопровождается, как правило, датолитовой, полиметаллическую и иногда оловорудную, медную и железорудную минерализацию. Наиболее характерной для околоскарнового аксинита является ассоциация с кальцитом, гранатом, эпидотом, иногда с датолитом и сульфидами.

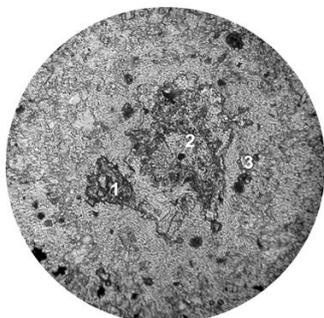


Фото 2. Кварц-хлоритовая микрозернистая, зона с примесью аксинита, кальцита, сфена, граната, сульфидов.

1 – сфен, 2 – аксинит, 3 – хлорит, вмещающая порода – алевролит Ув.×15

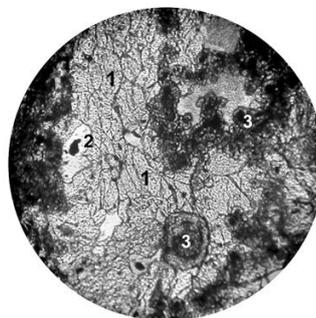


Фото 3. Зона гранатового скарна, рассеченная субпараллельными прожилками (мощностью 1-5 мм) аксинита.

1 – аксинит, 2 – кварц, 3 – гранат Ув.×15



Фото 4. Зона кварца (1), кальцита (2) и аксинита (3). Ув.×15

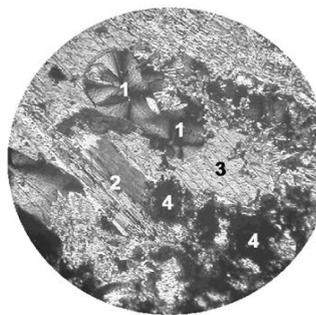


Фото 5. Обр. Ю-46-1. Реликты аксинита в гидротермально измененном метасоматите. Порода сложена кальцитом, тремолитом, хлоритом, пренимом. Хлорит представлен идеальными сферолитами.

1 – хлорит, 2 – актинолит, 3 – кальцит, 4 – зерна аксинита

Месторождение Южное, залегающее в существенно песчаниковой толще, входит в состав Краснореченского рудного узла Верхне-Уссурийского района. На площади месторождения известно около десятка рудных жил и минерализованных зон, основная часть которых залегает в роговиках. По структурному положению они делятся на несколько четко обособленных групп, приуроченных к разломам Рудному, Солнечному, Арсенопиритовому и другим.

Интерес представляют околожилные гидротермально-измененные породы, которые сложены, главным образом, аксинитом, гранатом, калиевым полевым шпатом, амфиболом, биотитом, лимонитом, хлоритом, турмалином, датолитом, серицитом и кварцем. Минеральные ассоциации аксинита представлены на фотографиях (фото 2, 3, 4, 5).

Обр. Ю-31. Аксинит представлен прожилками, агрегатами и отдельными зернами в гранатовом скарне, кварце и кальците, создавая полосчатую текстуру породы.

Таким образом, на месторождении Южное установлены парагенезисы аксинитов в различных типах минерализации. Ассоциации околожилных измененных пород могут быть подразделены на две группы:

- 1) возникшие при осаждении безводных марганцевых силикатов;
- 2) образовавшиеся при отложении кварц-карбонатно-сульфидных руд.

Литература

1. Дир У.А, Хауи Р.А, Дж. Зусман. Породообразующие минералы. Ортосиликаты и кольцевые силикаты. - М.: Мир, 1965. – т.4. - 294 с.
2. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2002. - 248 с.

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «КУРЧИЦЫ» (ВОЛЫНСКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

И.В. Квасница¹, О.В. Зинченко²

Научный руководитель профессор В.И. Павлишин

¹Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, г. Киев, Украина

²Институт телекоммуникаций и глобального информационного пространства Национальной Академии Наук, г. Киев, Украина

Полиметаллическое оруденение возле села Курчицы Житомирской области на Украине было открыто в конце 80-х годов прошлого столетия и описано в работе (Галлий и др., 1990). Оно необычно по многим параметрам, но особого внимания заслуживает факт тесной связи сульфидов меди и свинца с самородными формами этих металлов.

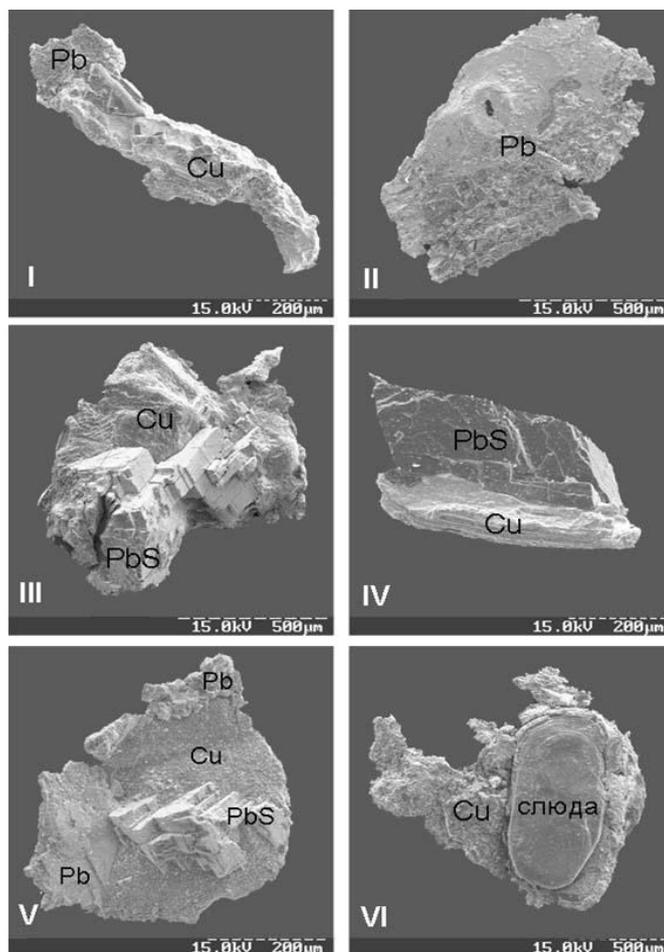


Рис.1. Самородные металлы и их ассоциации: I – сросток самородных меди и свинца; II – пленочное выделение самородного свинца; III, IV – сростки самородной меди и галенита; V – сросток самородных металлов и галенита; VI – сросток самородной меди и слюды (native metals)

Полиметаллическое оруденение было выявлено в пределах Курчицкой синклинали структуры (Сарненско-Варваровская тектоно-метасоматическая зона), сложенной докембрийскими мраморами и кальцифирами, которые залегают среди роговообманково-биотитовых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов тетеревской серии. Прожилково-вкрапленное полиметаллическое оруденение встречается в доломит-кальцитовых мраморах и кальцифирах. Породообразующие минералы рудных зон представлены диопсидом, форстеритом, роговой обманкой, флогопитом, серпентином, кальцитом и доломитом. Акцессорными минералами являются магнетит, баделлеит, шпинель, апатит, гейкелит. В состав комплекса рудных минералов входят молибденит, пирротин, пирит, галенит, сфалерит, халькозин, халькопирит, гринокит, ковеллин, борнит, а также самородные медь и свинец. После галенита, состав которого не всегда отвечает теоретическому, самородная медь является вторым по распространенности рудным минералом. Полиметаллическое оруденение отнесено к метаморфизованному стратиформному генетическому типу.

Ниже приводятся данные детальных исследований морфологии и химического состава самородных меди и свинца, которые позволяют уточнить их происхождение.

Самородная медь, по данным работы (Галлий и др., 1990), пронизывает кальцит, образует мелкие вкрапления и оторочки, нарастающие на галенит, иногда наблюдается в виде включений в халькозине. Зафиксированы также дендритовидные сростания мелких кубических кристаллов меди (рис.1). Было установлено, что основными формами выделения меди являются пленочные и пластинчатые, реже прожилкоподобные образования. Чаще всего пленки и пластинки меди нарастают на кубические кристаллы галенита или его агрегаты. Встречаются нарастания пленок

самородной меди совместно с самородным свинцом на кристаллах галенита, а также включения меди в галените (возможное замещение включений халькозина в этом минерале). Особенно необычными являются прожилкоподобные и пленочные сростания самородных меди и свинца, а также сростки самородной меди со слюдой: медь либо нарастает на светло-желтоватые или бесцветные пластинчатые кристаллы слюды, либо наблюдается как включение в последней. Предыдущими исследователями (Галлий и др., 1990) в самородной меди были установлены примеси фосфора, иногда цинка и сурьмы. По данным микронзондовых исследований самородная медь содержит только незначительные примеси серебра (0,03-0,04%), платины (0,02%), следы сурьмы. Такие элементы как золото, палладий, свинец, цинк, висмут, олово, мышьяк, никель, хром, титан, кобальт, марганец, железо, ванадий, сера, ртуть, фосфор в меди не установлены.

Находки единичных зерен самородного свинца отмечались ранее (Галлий и др., 1990) в кальците. Свинец содержит примеси цинка и серы. Было установлено значительное количество выделений самородного свинца и разнообразную их морфологию. Минерал образует массивные или пленочные наросты на кристаллах галенита и самостоятельные дендрито-, проволоко-, прожилкоподобные и пленочные выделения, часто встречающиеся в сростках с самородной медью. Микронзондовый анализ показал наличие следующих примесей в выделениях самородного свинца: цинк (0,05%), медь (0,03%), олово (0,01%).

Таким образом, полученные дополнительные данные о происхождении самородных форм меди и свинца в рудопроявлении Курчицы, подтверждают гипотезу о восстановительных процессах минералообразования при метаморфизме карбонатных пород и образовании самородных меди и свинца за счет их первичных сульфидов (Галлий и др., 1990). Считается, что самородный свинец коренных месторождений относится к продуктам восстановления в специфических условиях. Например, тесная ассоциация самородного свинца с галенитом в метаморфизированном известняке (штат Веракрус, Мексика) упоминается в работе В.И. Вернадского (Вернадский, 1955). Формы выделений самородных меди и свинца, их тесные сростания и нарастания на галените, а меди на халькозине в рудопроявлении Курчицы свидетельствует о том, что эти минералы возникли при распаде галенита и халькозина, о чем также свидетельствует излишек серы в измененном галените. Образование самородных меди и свинца ограничено температурами распада халькозина (возможно халькопирита) и галенита и температурой кристаллизации слюды и кальцита.

Литература

1. Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Самородные элементы. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – т.1. - 615 с.
2. Галлий С.А., Зинченко О.В., Глухов А.П. и др. Новый тип полиметаллического оруденения в карбонатных породах докембрия Волынского мегаблока. // Докл. АН УССР. - Киев, 1990.-№11. - С. 7-10

СРАВНЕНИЕ КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ АЛМАЗОВ ИЗ ЭКСПЛУАТИРУЕМЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК «ДАЧНАЯ» И «ЗАРНИЦА» (ДАЛДЫНСКОЕ ПОЛЕ)

Т.В. Кедрова

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Трубки Удачная и Зарница являются наиболее крупными среди кимберлитовых тел Далдыно-Алакитского алмазоносного района Сибирской платформы. В настоящее время на долю этих месторождений приходится более половины от всей добытой АК «АЛРОСА» алмазной продукции в денежном выражении. Изучение и сравнение типоморфных особенностей алмазов трубок является важным для выяснения условий генезиса алмазов. В данной работе проведены анализ алмазов трубки Зарница и сопоставление их с кристаллами трубки Удачная (по данным предыдущих исследований) с применением минералогической классификации по комплексу взаимосвязанных признаков и свойств, предложенной Ю.Л. Орловым (Орлов, 1984). Для сравнения использовались ранее выполненные работы (Барашков, Алтухова, 2002; Бобриевич и др., 1959; Бартошинский, 1968; Гневушев и др., 1961; Зинчук, Коптиль, 2002; Коптиль, Зинчук, 2000; Коптиль, Липатова, 1998), а также результаты исследований алмазов из глубинных ксенолитов и твердых включений в них (Коптиль и др., 1975; Пономаренко и др., 1973, 1976; Похиленко и др., 1982, 1976; Соболев, 1974). При сравнительном исследовании типоморфных особенностей алмазов изучались величина алмазов, сохранность (целостность), характер сколов, степень трещиноватости, разновидности, габитус и морфологические особенности кристаллов, двойники и различного рода сростки, скульптуры роста, растворения и коррозии (травления), прозрачность, окраска, ожелезнение, пигментация, фотолюминесцентные особенности и твердые включения.

Кимберлитовая трубка Удачная состоит из двух сопряженных тел (восточного и западного) и на поверхности в плане имеет форму искаженной восьмерки (Зинчук и др., 1993; Харьков и др., 1998). При разведке глубоких горизонтов трубки Удачная Амакинской ГРЭ было установлено сложное строение ее восточного тела, обусловленное многофазным внедрением кимберлитового расплава. Кимберлитовые брекчии разных фаз внедрения отличаются друг от друга по соотношению пироба и пикроильменита, особенностям морфологии алмазов, химическому составу пород. Кимберлитовая трубка Зарница в ее горизонтальном сечении имеет почти правильную овально-округлую, близкую к изометричной форму. Размер трубки закономерно уменьшается с глубиной и постепенно она приобретает коническую форму. По внешнему облику кимберлит трубки Зарница некоторыми исследователями разделен на пять разновидностей, отличающихся по окраске, степени насыщенности ксенолитами и измененности постмагматическими и гипергенными процессами (Харьков и др., 1998). По текстурно-структурным признакам среди кимберлитовых пород трубки выделяются две разновидности: в пределах верхней части рудное тело сложено в основном автолитовой брекчией и

лишь на глубинах ниже 450 м трубку слагают кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента. В приконтактных частях трубки на некоторых глубинах встречены отдельные блоки атакитового кимберлита.

По типоморфным особенностям алмазов трубки Удачная и Зарница сближают общие черты, характерные для Далдынского кимберлитового поля. К ним в первую очередь относятся резкое преобладание ламинарных кристаллов с занозистой штриховкой I разновидности (здесь и далее по Ю.Л. Орлову), значительное количество серых поликристаллических сростков VIII разновидности и присутствие своеобразных равномерно окрашенных в желтый цвет ламинарных кристаллов ряда октаэдр-ромбододекаэдр Пв разновидности с ярко-желтой фотолюминесценцией, высокое содержание двойников и сростков, а также окрашенных в дымчато-коричневые (из-за пластической деформации) кристаллов, преобладающая сине-голубая фотолюминесценция.

Основные отличия алмазов трубок Удачная и Зарница следующие. Трубка Зарница характеризуется резко повышенным (в 3 раза) количеством типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа (рис. 1), являющихся отрицательным фактором алмазоносности кимберлитов (Коптиль, 1994) (причем их содержание увеличивается с крупностью кристаллов), пониженным содержанием окрашенных кристаллов, преобладанием среди двойников и сростков двойников по шпинелевому закону, а также повышенным качеством алмазного сырья. В трубке Зарница не встречены серые кубы III разновидности эклогитового генезиса, являющиеся типоморфным признаком трубки Удачная, особенно ее западного тела.

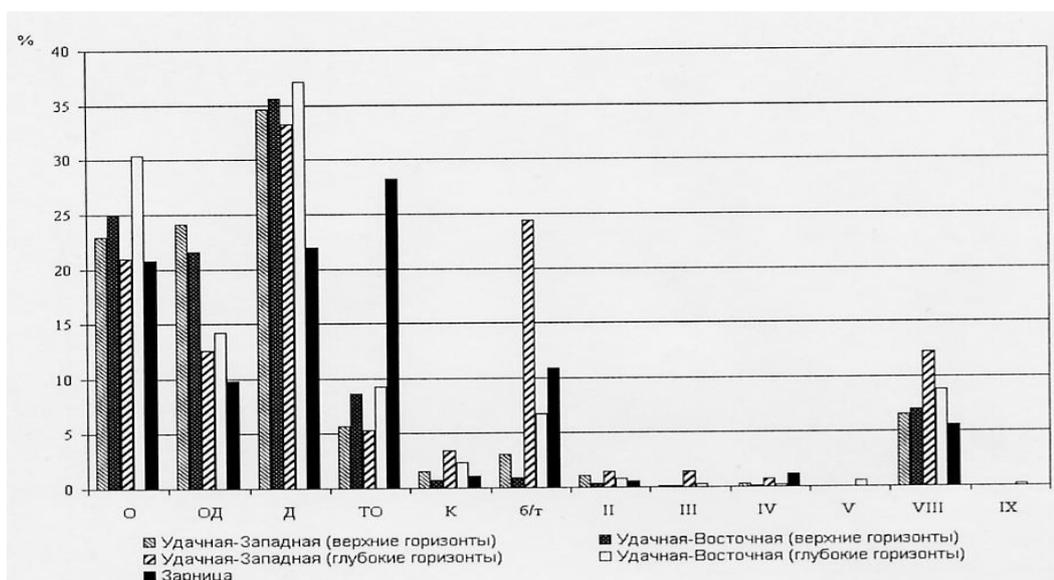


Рис.1. Типоморфные особенности алмазов (габитус, разновидности) из верхних и глубоких горизонтов двух рудных столбов трубки Удачная и алмазов трубки Зарница: II-V, VIII, IX - разновидности алмазов по Ю.Л. Орлову (O - октаэдры, OD - переходные формы, P - ламинарные ромбододекаэдры, ТО - типичные округлые алмазы, К - кубы, б/т - осколки)

Повышенное содержание типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа, являющихся неблагоприятным фактором алмазоносности, сближает алмазы трубки Зарница с другими кимберлитовыми телами Далдынского поля с убогой и полупромышленной алмазоносностью (трубки Иреляхская, Фестивальная, Долгожданная и др.). Такого рода алмазы являются типоморфными для кимберлитовых жил Западной Якутии и присущи для самостоятельной фазы кимберлитового магматизма, имеющей значительно меньшую глубину заложения магматических очагов по сравнению с более продуктивной фазой, сложенной автолитовой кимберлитовой брекчией (Коптиль, Липатова, 1998). Алмазы трубки Зарница характеризуются высоким средним весом (выше, чем в трубке Удачная). Отмечается пониженное содержание кристаллов с коррозией и матировкой, что указывает на различную для двух кимберлитовых тел степень проявления эпигенетических процессов травления. А также довольно высокое содержание кристаллов с твердыми включениями (максимальное по сравнению с трубкой Удачная). Установленные отличия свидетельствуют о различии условий формирования двух наиболее крупных кимберлитовых месторождений Далдынского поля.

Таким образом, по этим особенностям алмазы Далдынского поля резко отличаются от кристаллов из южных полей Якутской провинции (Мирнинское и Накынское кимберлитовые поля), однако имеют ряд сходных черт с Алакит-Мархинским кимберлитовым полем (Коптиль, Липатова, 1998). Это свидетельствует о своеобразии термодинамических и геохимических условий образования алмазов в отдельных пространственно-разобщенных кимберлитовых полях Якутской алмазоносной провинции.

Литература

1. Барашков Ю.П., Алтухова З.А. Особенности распределения алмазов в петрографических разновидностях кимберлитов трубки «Удачная» (Якутия). // ЗВМО. – Мирный, 2002. - №6. - С. 69-75.
2. Бартошинский З.В. Об особенностях алмазов из некоторых кимберлитовых тел со столбчатым строением. // Минералогич. сб. Львовск. ун-та. – Львов, 1968. – в.1. - №22. - С. 54-58.
3. Бобривич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. / Под ред. В.С. Соболева. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 525 с.

4. Гневушев М.А., Бартошинский З.В., Зинков А.П. Данные о закономерностях распределения алмазов в кимберлитовых трубках Западной Якутии. // В кн.: Алмазы Якутии. - М., 1961. - С. 106-122.
5. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности коренной алмазности Сибирской платформы. // В кн.: Российская Арктика: геологическая история, минералогия, экология. - СПб, 2002. - С. 586-602.
6. Зинчук Н.Н., Специус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М. Кимберлитовая трубка Удачная. Вещественный состав и условия формирования. - Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та, 1993. - 146 с.
7. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис. канд. геол-мин. наук. - Новосибирск, 1994. - 34 с.
8. Коптиль В.И., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности алмазов некоторых кимберлитовых тел сложного геологического строения. // Физико-химические и механические свойства алмазов: Доклады научного семинара стран СНГ «Сверхтвердые материалы». - Киев, 2000. - №1. - С. 33-35.
9. Коптиль В.И., Лазыко Е.Е., Ярош А.А. Распространенность кристаллических вростков в алмазах и некоторые вопросы строения верхней мантии Земли. // Минералогический сб. Львов. ун-та. - Львов, 1975. - №29. - в.3. - С. 31-37
10. Коптиль В.И., Липатова А.Н. Сравнительная минералогическая характеристика алмазов трубок Далдынского и Алакит-Мархинского кимберлитовых полей. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Материалы научно-практической конференции, посвященной 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК"АЛРОСА". - Мирный, 1998. - С. 179-181.
11. Коптиль В.И., Липатова А.Н. Типоморфные особенности алмазов эксплуатирующихся кимберлитовых трубок «Удачной», «Юбилейной» и «Сытыканской». // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Материалы научно-практической конференции, посвященной 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК "АЛРОСА". - Мирный, 1998. - С. 182-183.
12. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. - М.: Наука, 1984. 2-е изд - 264 с.
13. Пономаренко А.И., Серенко В.П., Лазыко Е.Е. Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитовой трубке «Удачная». // Докл. АН СССР. - М., 1973. - т.209. - №1. - С. 188-189.
14. Пономаренко А.И., Соболев Н.В., Похиленко Н.П. и др. Алмазоносный гроспидит и алмазоносные дистеновые эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия). // Докл. АН СССР. - М., 1976. - т.226. - №4. - С. 927-930.
15. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. Ксенолит катаклазированного алмазоносного дистенового эклогита из трубки «Удачная» (Якутия). // Докл. АН СССР. - М., 1982. - т.266. - №1. - С. 212-216.
16. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия). // Докл. АН СССР. - М., 1976. - т.231. - №2. - С. 438-441.
17. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука, 1974.-263 с.
18. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. - М.: Недра, 1998. - 555 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ДОЛИНЕ РЕКИ БОЛЬШИЕ ДАМБУКИ Е.И. Когут

Научный руководитель профессор А.П. Кочнев
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

В практике геолого-разведочных работ, при наличии богатых россыпей золота, нередко отсутствуют его коренные источники, либо они имеются в наличии, но содержания в них ниже промышленных. В то же время иногда представляется возможным прогнозировать месторождения коренных источников, особенно в случае широкого развития на таких участках разрывных нарушений.

Нами проанализирована геологическая ситуация на участке Большие Дамбуки в Зейском районе Амурской области. В геологическом строении участвуют архей-протерозойские метаморфические комплексы, прорываемые интрузиями основного и ультраосновного составов (рис. 1). Мощность четвертичных отложений в долине реки от 0,5 до 6 – 7 метров. Следует сказать, что примерно в 10 км субпараллельно рассматриваемой россыпи, находится месторождение россыпного золота Малый Могот. В ходе отработки этой россыпи, в 1998 году, была вскрыта высокотемпературная кварцевая жила, с повышенным содержанием сульфидов и видимого золота. Простирается жила около 40 – 50°. Она пересекает на определенной глубине р. Б. Дамбуки и выходит на поверхность в коренных прордах в долине р. Малый Могот.

Река Б. Дамбуки обрабатывалась в нижнем и среднем течении дражным способом в 80-х годах. Более мелкие россыпи в верховьях реки и вдоль притоков обрабатываются старательскими артелями. Рассматриваемый участок располагается в верхнем течении в 3,5 км от истока. В ходе отработки россыпи было смещение повышенного содержания золота от левого к правому борту (рис.2), причем это повышенное содержание было приурочено к зоне повышенной расланцованности и имлонитизации коренных пород. Ширина зоны переработки вдоль разлома была около 100 метров.

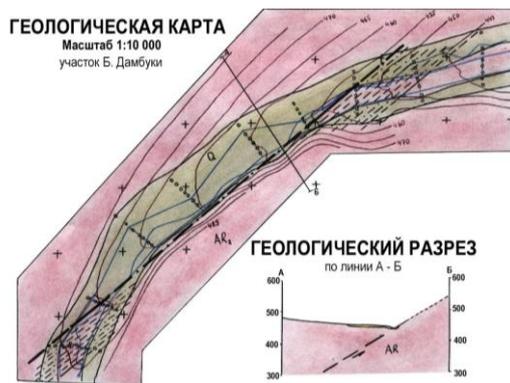


Рис.1. Геологическая карта



Рис.2. Карта распределений содержаний золота в россыпи

результатах проводить комплекс работ, связанных с разведкой и оценкой этих рудных тел.

К концу работ 2000 года был вскрыт резкий контакт этих пород с кристаллическими породами. Такая же ситуация была выявлена в 900 метрах выше по течению, где шла отработка верхних полигонов. Коренные породы правого борта были также сильно милонитизированы и при оттаивании превращались в глинистую массу. В левом борту находились кристаллические графитизированные породы. Следует отметить, что в левом борту золото практически отсутствовало, в то время как в центре и в правом борту были весьма повышенные содержания (рис. 2). Кроме того, правый склон долины в пределах рассматриваемого участка очень крутой, относительно левого склона. Здесь же на вершине водораздела находятся самые высокие относительные отметки рассматриваемого района.

Из всего вышперечисленного – наличие разломов, резкое повышение правого склона над левым – можно сделать вывод, что тектоническое нарушение, вскрытое выработками, является не чем иным как взбросом. Очень хорошо это видно на разрезе (рис. 1). На основании этого здесь следует проводить геофизические работы с целью выявления рудного тела по долине реки на левом борту, который в достаточной степени пологий. Исходя из изложенного, можно предположить, что одно или несколько рудных тел, с достатно неплохим содержанием золота, залегают на небольшой глубине под россыпью. В результате поднятия блока в правом борту, часть обогащенных участков была приподнята вместе с вмещающими породами, и золото, освободясь, отлагалось в долине реки. А так как амплитуда смещения блока относительно небольшая, около 70 – 80 метров, то сами рудные тела могут залежать на глубине не более 30 – 40 м.

Используя методы геофизики, можно попытаться откартировать рудные тела, и при положительных

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОВ ИЗ АЛЛЮВИЯ РЕК ХАХЧАН, КЮЛЕНКЕ И ТЮНГ

А.Н. Липашова

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук

Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Алмазы рек Хахчан и Кюленке характеризуются сравнительно небольшой крупностью, что сближает их с кристаллами других участков россыпной алмазоносности среднетриасового, нижневожжского и современного возрастов восточного и юго-восточного обрамления Анабарской антеклизы (участки Булкур, междуречье рр. Молодо-Сюнгюдэ-Лена, р. Сюнгюдэ, нижнее течение рр. Муна и Моторчуна и россыпи среднего течения р. Тюнг) (Зинчук и др. 1998, Липашова, 1999).

По минералогическим особенностям среди изученных алмазов резко (примерно 3/4) преобладают бесцветные, реже, эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета слабой интенсивности кристаллы I разновидности (здесь и далее по Ю.Л. Орлову), преимущественно представленные скрытослоистыми алмазами "уральского" ("бразильского") типа ($\approx 1/3$), реже, додекаэдрами с шагренью и полосами пластической деформации "жильного" типа (14-18%). Суммарное содержание серых ромбодекаэдров и сложнопдеформированных додекаэдров V и VII разновидностей с облегченным ($\delta^{13}C = -22,60\%$) изотопным составом углерода и эклогитовой ассоциацией включений является одним из наиболее низких (15,8%) среди россыпей северо-востока Сибирской платформы. Такие алмазы принадлежат к III типу первоисточника I невыясненного генезиса (Коптиль, 1994), которые преобладают в россыпях Эбеляхской алмазоносной площади и других россыпях северо-востока Сибирской платформы и до сих пор не обнаруженных в известных кимберлитовых телах данной территории. Также заметно (4,5-5,2%) содержание желто-оранжевых кубоидов II разновидности из II типа первоисточника с "облегченным" ($\delta^{13}C = -13,60\%$) изотопным составом углерода. Необходимо отметить, что содержание алмазов II -V- VII разновидностей заметно увеличивается с увеличением крупности алмазов, составляя, соответственно, 1/6 и 1/3 от общего количества кристаллов, что является одной из причин низкого качества алмазного сырья.

На долю ламинарных кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусов I разновидности, I типа первоисточника, преобладающих в богатых кимберлитовых телах Западной Якутии, приходится в сумме лишь 1/8 от общего количества кристаллов, причем, в отличие от кимберлитов Архангельской провинции, они практически отсутствуют и в мелком классе - 1+0,5мм. По морфологическим типам, среди изученных кристаллов, резко преобладают типичные округлые алмазы "уральского" ("бразильского") типа, являющиеся отрицательным фактором алмазоносности кимберлитов фанерозойского возраста (Зинчук др., 1999), а среди ламинарных кристаллов октаэдрического габитуса преобладают индивиды со сноповидной штриховкой. Отличие алмазов по отдельным участкам в целом незначительны.

Фотолюминесцентные особенности алмазов изучались в лучах лазера ЛГИ-503. Среди изученных алмазов по характеру фотолюминесценции преобладают (свыше 2/5) кристаллы с розово-сиреневым свечением при сопоставимых (1/5-1/4) содержаниях индивидов с сине-голубым и желто-зеленым свечением. Реже (3,8-6,2%) встречаются алмазы с желтым свечением, характерным для кристаллов II разновидности и, очень редко (0,6-1,3%) со слабым неопределенного цвета зональным свечением, а также без признаков видимого свечения в ультрафиолетовых лучах. Повышенным содержанием кристаллов с желто-зеленым и пониженным - с сине-голубым свечением изученные алмазы несколько отличаются от кристаллов близлежащих россыпей восточного и юго-восточного обрамления Анабарской антеклизы.

Для изученных алмазов характерна высокая степень сохранности (целостность) при резком преобладании (56,2-64,2%) целых и в незначительной степени поврежденных кристаллов и очень низком содержании обломков и бесформенных осколков.

Алмазы с механическим износом "истирания" прибрежно-морского генезиса встречены только по участку Хахчан, где они составляют 6,0% от общего количества всех кристаллов, а по участкам Кюленке (находка 1999г), Линде и Серке - не встречены.

Необходимо отметить, что в целом характеристики алмазов из россыпей субмеридиональной полосы Приленского алмазоносного района (Нижнеприленское, Среднеприленское и Верхнеприленское поля) близки по своим типоморфным особенностям при несколько различающемся соотношении кристаллов основных морфологических разновидностей. Обращает на себя внимание закономерное снижение с севера на юг содержания алмазов V и VII разновидностей при одновременном увеличении количества типичных округлых алмазов «уральского» («бразильского») типа, что сопровождается уменьшением в этом же направлении крупности кристаллов. Однако даже в россыпях самой южной части Приленского алмазоносного района (р. Кюленке) суммарное содержание алмазов V и VII разновидностей в крупном классе - 4+2 мм составляет всего 20,7%, что заметно ниже по сравнению как с россыпями из разновозрастных коллекторов Эбеляхской алмазоносной площади, так и верхнетриасовых отложений Нижнеленского алмазоносного района и сближает их с россыпями Среднеоленьского алмазоносного района. Это может указывать на различие типов первоисточников алмазов в пределах восточного обрамления Анабарской антеклизы и их полигенный характер. Обращает на себя внимание пониженное содержание в этом регионе камней с механическим износом (за исключением р. Элиетибие), что может указывать как на формирование их древних вторичных коллекторов в условиях удаленности от береговой линии, так и на относительно близкое расположение их коренных источников. Из других типоморфных особенностей алмазов следует отметить пониженное по сравнению с другими регионами содержание двойников и сростков, а также камней с твердыми включениями. В целом типоморфные особенности алмазов из многочисленных россыпей восточного обрамления Анабарской антеклизы близки к кристаллам из отложений верхнеюрского (нижневожского) возраста междуречья рр. Молодо-Сюнгодэ-Лена. Не исключено, что эти алмазоносные отложения могут быть встречены и в других местах восточного и юго-восточного обрамления Анабарской антеклизы. По своим типоморфным особенностям алмазы изученной территории резко отличаются от кристаллов западной части Приленского алмазоносного района (Кютюнгинское и Молодо-Далдынское поле) с преобладанием ассоциации «кютюнгинского» типа.

Анализ типоморфных особенностей алмазов из россыпей Верхнетюнгского поля (рр. Тюнг, Чимидикээн, Салакут, Улахан-Далдын, Даалдыкан, Мунакаан, Атырджак и др.) позволяет выделить следующее. Для алмазов характерна сравнительно небольшая крупность кристаллов, высокое (до 40-50%) содержание округлых форм «уральского» («бразильского») типа, являющихся неблагоприятным фактором алмазоносности для кимберлитов центрально-сибирского типа. И именно они характерны для краевых частей Сибирской платформы (Зинчук и др., 1999). По своим типоморфным особенностям эти алмазы близки к таковым из других близлежащих россыпных полей северо-востока Сибирской платформы (рр. Хахчан, Кюленке, среднее течение р. Муна, нижнее течение р. Моторчуна и др.), коренные источники которых до настоящего времени не установлены (Зинчук, Коптиль, 2003). Аналогичные по своим типоморфным особенностям алмазы характерны для терригенных докембрийских алмазоносных формаций Мира (Метелкина и др., 1976). В ассоциации с ними присутствуют типоморфные для других россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазы V и VII (в сумме до 10-15%) и II (до 5%) разновидностей (Зинчук, Коптиль, 2003). Вместе с тем, количество кристаллов октаэдрического и переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому I разновидности габитусов (в сумме 35-40%) среди алмазов Муно-Тюнгского района в два-четыре раза выше по сравнению с близлежащими россыпями северо-востока Сибирской платформы, что может свидетельствовать о множественности их коренных источников для данной территории и высокой вероятности нахождения в пределах региона коренных источников с октаэдрическими кристаллами, шлейфы размыва которых могут оказаться сравнительно небольшой протяженности (по аналогии с системой трубки Верхнемунского кимберлитового поля - россыпь Уулаах-Муна длиной до 30 км). Необходимо отметить, что в россыпях Верхнетюнгского россыпного поля полностью отсутствуют типоморфные для этих трубок лилово-коричневые додекаэдрониды с шагренью и полосами пластической деформации, аналогичные алмазам жильного типа, а также с кавернами, с зеленой фотолюминесценцией, пониженным содержанием азота в форме А-центра и безазотные. Это, на наш взгляд, свидетельствует об отсутствии сноса с трубок Верхнемунского кимберлитового поля в южном направлении на протяжении всей истории геологического развития территории.

Литература

1. Коптиль В.И., Биленко Ю.М. Типоморфизм алмазов из россыпей северо-восточной части Сибирской платформы по данным их комплексного исследования. // Методы комплексного изучения алмазосодержащего сырья: Тр. ЦНИГРИ. - М., 1983. - в.175. - С. 37-46.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. - М., Недра, 2003. - 603 с.
3. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Коптиль В.И. Особенности формирования различных генетических типов россыпей алмазов на Сибирской платформе. // Техногенные россыпи. Проблемы. Решения: Доклад на международной конференции. - Симферополь, Судак. - 2001. - С. 164-172.
4. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1994. - 34 с.
5. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липашова А.Н. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений. // Руды и металлы. - Мирный, 1999. - №3. - С. 18-30.
6. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францесон Е.В. Докембрийские алмазоносные провинции мира. - М., 1976.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ КАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ВОСТОЧНОГО САЯНА

М.А. Мишенина

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В пределах Канской глыбы, расположенной в краевой юго-западной части Сибирской платформы, выявлены зеленокаменные пояса, сложенные метаморфическими породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами), отвечающими условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (Ножкин и др., 1996). Среди них картируются многочисленные тела ультрамафитов, которые соответствуют двум генетическим типам – магматическому и реститовому, объединяемых, соответственно, в два комплекса: кингашский дунит-верлит-пикритовый и идарский дунит-гарцбургитовый. Магматические ультрамафиты кингашского комплекса по своему составу близки породам Кингашского массива (Чернышов и др., 2004), который представляет эталонный объект для этого комплекса и является рудовмещающим для одноименного Pt-Cu-Ni – месторождения (Корнев, Еханин, 1997). Эта ассоциация объединяет дуниты, верлиты, их серпентинизированные разновидности, а также метапикриты - субвулканические метакоматииты, для которых характерными являются кумулятивные и бластопорфировые структуры. Разнообразие петрографического состава магматических ультрамафитов, очевидно, обусловлено различной степенью дифференциации исходного высокомагнезиального магматического расплава коматиит-пикритового состава, которая происходила в промежуточных магматических камерах. Реститовые ультрамафиты идарского комплекса представлены, главным образом, дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированные разновидности. Для дунитов и гарцбургитов характерны структуры, свойственные метаморфическим породам: гранобластовые и порфирокластовые. Оливин и энстатит обычно обнаруживают признаки пластических деформаций: неоднородное погасание и полосы пластического излома. Подобные дуниты и гарцбургиты слагают крупный Оспинский ультрамафитовый массив, расположенный в юго-восточной части Восточного Саяна, и представляющий собой фрагмент нижней части офиолитового покрова (Гончаренко, Чернышов, 1990).

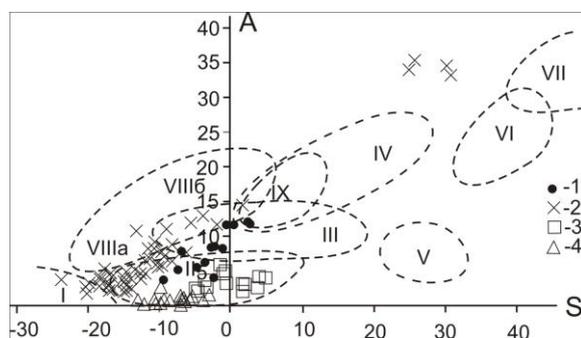


Рис.1. Положение составов ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса на диаграмме Л.В. Дмитриева
Ультрамафиты: 1-кингашского комплекса; 2-Кингашского массива; 3-идарского комплекса; 4-Оспинского массива. Поля составов: I-дунитов, II-гарцбургитов, III-лерцолитов, IV-верлитов, V-ортопироксенитов, VI-вебстеритов, VII-клинопироксенитов, VIIa-меймечитов, VIIIб-пикритов, IX-коматиитов. A=(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O); S=SiO₂ - (MgO+FeO+TiO₂+MnO-гарцбургитов)

Была проведена петрохимическая типизация ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса в сравнении с эталонными массивами: Кингашским и Оспинским. На классификационной диаграмме Л.В. Дмитриева (рис.1) точки составов ультрамафитов обоих комплексов образуют обособленные, практически не пересекающиеся поля. Магматические ультрамафиты кингашского комплекса и эталонного кингашского массива формируют единое непрерывное линейно вытянутое поле, которое соответствует разнообразным по составу полям пород. Такой направленный тренд распределения фигуративных точек ультрамафитов, вероятно, отвечает значительной степени дифференциации исходного коматиит-пикритового состава. Фигуративные точки реститовых ультрамафитов идарского комплекса и Оспинского массива образуют более компактное поле в высокомагнезиальной области диаграммы, которое соответствует полю состава гарцбургитов. При этом ультрамафиты идарского комплекса отличаются от Оспинского массива большими значениями величины «S», что свидетельствует об их меньшей степени деплетированности.

На бинарных диаграммах «MgO-SiO₂», «Al₂O₃-TiO₂» (рис.2) также отчетливо устанавливается принадлежность ультрамафитов к двум комплексам: кингашскому и идарскому. Поля распределения фигуративных точек магматических ультрамафитов кингашского комплекса отражают процессы дифференциации исходного высшего магнезиального магматического расплава. Точки составов реститовых ультрамафитов идарского комплекса располагаются очень компактно, что отражает их близкий состав с минимальными вариациями. При этом они обнаруживают отличия от ультрамафитов Оспинского массива, которые оказываются в большей степени деплетированными.

Таким образом, полученные данные позволяют утверждать, что ультрамафиты кингашского комплекса по

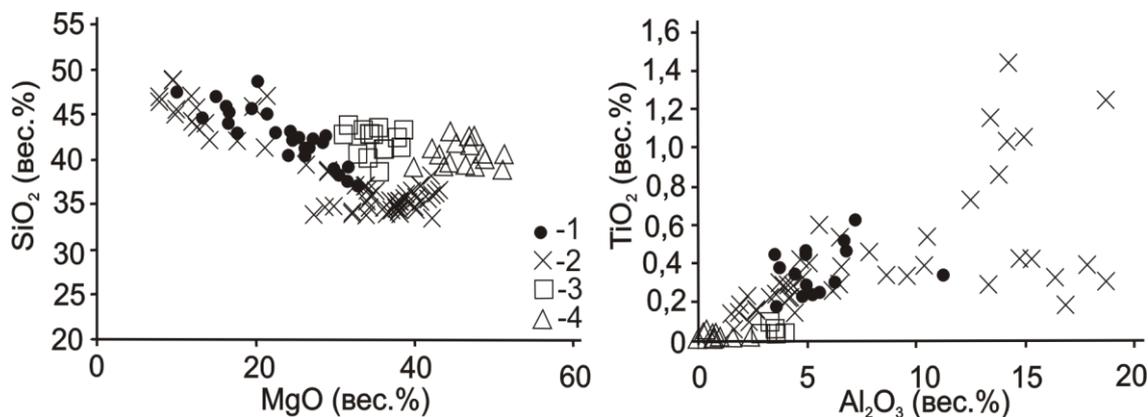


Рис.2. Бинарные диаграммы для ультрамафитов. Условные обозначения см. рис.1

структурно-минералогическим и петрохимическим особенностям соответствуют магматическим образованиям коматиитовой формации, слагающей гипабиссальные и субвулканические тела. Ультрамафиты идарского комплекса близки таковым в офиолитовых комплексах. Они являются мантийными реститовыми образованиями, которые, очевидно, были перемещены в верхние этажи литосферы вдоль глубинных надвигов, трассирующих сутурные швы тектонически сближенных покровов Канского зеленокаменного пояса.

Литература

1. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. - 200 с.
2. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Каннской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и их условий образования (Восточный Саян). // Геология и геофизика. - М., 1996. - т.37. - №12. - С. 30-41.
3. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян). // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного исследования минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сб. научн. Трудов. - М.: ООО «Геоинформатик», 2004. - т.5. - С. 152-175.
4. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). - Новосибирск.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРАКЧАТАУСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ (ХРЕБЕТ ЮЖНЫЙ НУРАТАУ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН)

Ж.Ж. Мовланов

Научный руководитель профессор Э.А. Дунин-Барковская
Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

На основе комплекса прогнозных признаков и материалов исследований прошлых лет выбираются перспективные, но недоизученные площади, на которых мы проводим полевые работы, чтобы дать обоснованное заключение о перспективах выявления золотого оруденения для постановки поисковых геологоразведочных работ. Горы Каракчатау являются составной частью хребта Южный Нуратау и вытянуты в северо-западном направлении.

Размещение рудопроявлений и точек минерализации золота в пределах гор Каракчатау имеет отчетливый стратиграфический контроль – преобладающую приуроченность к отложениям кембрийского и ордовикского возраста. Благоприятными для рудоотложения являются следующие литологические особенности кембрий – ордовикских толщ: повышенная проницаемость пород, контрастность разреза и ритмичность чередования отдельных фаций. Повышенная проницаемость пород является следствием специфических физико-механических свойств (например, повышенная хрупкость, пластичность), приводящих при динамических нагрузках к образованию высокопроницаемых зон мелкой трещиноватости, отслоению пластов.

Структурные факторы являются главными рудоконтролирующими в размещении проявлений золотой минерализации гор Каракчатау. Среди них выделяются региональные и локальные, определяющие

рудоконтролирующее значение разрывных и складчатых структур. По рудоконтролирующему значению разрывные структуры территории разделяются на рудовыводящие, рудоподводящие и рудораспределяющие, рудо локализирующие. Главное рудоконтролирующее значение магматических факторов в размещении золоторудной минерализации гор Каракчатау заключается в рудогенерирующей роли магматических процессов. Пространственное размещение золоторудной минерализации контролируется надинтрузивными позициями незэродированных магматических тел, позициями их экзоконтактных частей, распространением дайковых полей и поясов. Рудоконтролирующие поисковые признаки это наблюдаемые факты, указывающие на наличие или на возможность выявления месторождений полезных ископаемых в определенном месте: следы процессов и явлений, сопутствующих образованию, изменению и разрушению месторождений, особенные физические, минералогические и химические свойства полезного ископаемого и вмещающих пород, по которым можно обнаружить месторождение. К прямым поисковым минералогическим признакам относятся коренные выходы кварцево-жильных образований и жильно-прожилковой кварц-сульфидной минерализации с повышенными содержаниями золота по данным опробования (от 1 г/т и более), шликерные ореолы самородного золота. Таких признаков в горах Каракчатау имеется немного, и они отражены в сопутствующих работе картографических материалах. Обычно прямые минералогические признаки сопровождают эродированное оруденение со значительными параметрами рудных тел, но такое оруденение в горах Каракчатау не выявлено. При поисках скрытого и слабоэродированного оруденения большое значение имеет сбор и учет дополнительной минералогической информации – косвенных поисковых признаков. К косвенным поисковым минералогическим признакам относятся признаки, фиксирующие следы рудообразующих процессов, формирующих прогнозируемое оруденение золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого геолого-промышленных типов.

Разбраковка геохимических аномалий проводится с целью опознания среди них ореолов перспективных рудогенных объектов. Рудная природа аномалий обосновывается комплексом всех имеющихся данных, не только геохимических. Методы определения вероятной промышленной ценности геохимической аномалии базируются на данных объемного изучения рудно-ореольного пространства эталонных объектов и применении вероятностно-статистических процедур сопоставления по аналогии (уровню подобия) изучаемых аномалий с аномалиями эталонных объектов. Количественная оценка рудогенной геохимической аномалии предполагает установление вероятных масштабов ожидаемого (прогнозируемого) оруденения и, как правило, связывается с определением прогнозных ресурсов полезного компонента. Общей особенностью скрытого оруденения является резкое уменьшение интенсивности ореолов рудных компонентов. Результаты изучения надрудных уровней золотого оруденения свидетельствуют о том, что ореолы золота и элементов-спутников распространяются на десятки, первые сотни метров от верхней границы рудного тела и редко более в зависимости от геолого-структурных обстановок локализации оруденения. По сравнению с эндогенными околорудными поликомпонентными ореолами, скрытое золотое оруденение характеризуется в надрудной части слабыми и мало контрастными ореолами рудогенных элементов, на более удаленных по вертикали уровнях маркируется специфическим комплексом элементов-индикаторов широкого рассеяния, таких как J, Hg, Br, Cl, B, Sb, Ag, As, Cs, Rb и рядом других в зависимости от рудноформационной принадлежности оруденения. Поиски скрытого золотого оруденения по вторичным ореолам рассеяния из-за пониженной контрастности и ограниченного набора элементов-индикаторов не всегда эффективны.

К числу прямых геохимических поисковых признаков золоторудной минерализации гор Каракчатау относятся:

1) точки с повышенными содержаниями золота в коренных выходах (от сотых г/т Au и более); 2) вторичные ореолы рассеяния золота и мышьяка, неразрывно связанного с золотом в рудообразующих процессах; 3) высокая контрастность геохимических ореолов рудообразующих элементов.

Косвенными поисковыми геохимическими признаками являются сопутствующие ореолы элементов-индикаторов золотой минерализации – As, Ag, Pb, Cu, Hg, Cd, Zn. В горах Каракчатау они не имеют площадного распространения, поэтому в анализе перспектив золотоносности не использовались. Ореолы ртути высокой контрастности связаны с проявлениями ртутной минерализации.

Результаты золотометрического анализа металлотрических проб показывают наличие золота от 0.005 до 0.04 г/т. Повышенное содержание в ореолах > 0.04 г/т отмечены в 5 местах на участке Коксай и 2-х местах на участке Алямды. Также на участке Найманбулак имеется наличие Au до 0.04 г/т в 4-х местах. Распространение As одинаково (до 0.009 г/т) частое на участках Коксай и Алямды и менее частое на участках Тусун и Найманбулак.

Анализ распространения вторичных ореолов рассеяния Au и As показывает, что в пределах Каракчатауской зоны смятия наблюдается пространственное совмещение ареалов (областей) с развитием геохимических ореолов Au и As, тогда как на остальной части гор Каракчатау они часто проявляют разобщенность в распространении. В пределах ореолов мышьяка и золота часто фиксируются повышенные содержания золота по результатам опробования коренных пород в количестве 0,01-0,1 г/т, реже – мышьяка в содержаниях 0,02-0,06%, а по результатам опробования коренных пород и поверхностных горных выработок (канав) в содержаниях > 0,1 г/т. Отмечается отчетливая пространственная приуроченность большинства точечных аномалий золота к Каракчатауской зоне. Статистический анализ распределения содержаний золота по минерализованным точкам показывает, что класс содержаний 0,1-1,0 г/т составляет 95%. Более высокие содержания золота встречаются неравномерно, достигая в отдельных пробах значений 3,0-4,5 г/т и редко более. Последние связаны с участками осветления и лимонитизации пород, проявления жильно-прожилковой минерализации в пределах тектонических зон повышенной трещиноватости, дробления, брекчирования пород.

Литература

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. – 465 с.
2. Пяновская И.А. Геологическое строение хребта Южный Нуратау. – Ташкент, 1986. – 250 с.
3. Сауков А.А. Геохимия. - М.: Наука, 1975. – 350 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ АБДЖАЗСКОЙ ПЛОЩАДИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН)

Ю.С. Мун

Научный руководитель заведующий кафедрой Р.И. Конеев
Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан

Абджазская поисковая площадь расположена на северном склоне Кураминского хребта вблизи г. Алмалык и охватывает территорию междуречья Пистали – Абджаз в их нижнем течении.

Площадь была выделена в результате работ, проведенных в 1989-2004 гг. по левобережью Абджазская В.И. Вокалом, В.Г. Васильевой, Р.И. Конеевым и др. Она представляет собой линейную тектоническую структуру субмеридионального простирания, благоприятную для локализации золотого оруденения. В строении структуры принимают участие палеозойские и мезо-кайнозойские породы, представленные, в основном, терригенными, терригенно-карбонатными, вулканогенно-осадочными отложениями и интрузивными комплексами. Абджазская линейно-тектоническая структура прослежена на 7,5 км. Общая ее мощность 1,5 км. В ее пределах выделяются зоны разломов субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Узлы сопряжений этих структур выполнены кварцевыми жилами мощностью до 1м., линзообразными телами и густой сетью кварцевых прожилков, мощностью 0,1-0,2 м. Как правило в местах пересечения разломов с меридиональной структурой, отмечаются повышенные содержания золота. Буровыми работами на глубинах 80 - 200м вскрыто слепое золотое оруденение и выделен перспективный участок Терекли.

Участок Терекли приурочен к узлу пересечения Абджазской субмеридиональной структуры с преимущественно северо-восточными разломами. В геологическом строении принимают участие субвулканические тела андезитов, андезито-дацитов, эксплозивных брекчий наadakского, акчинского и чашлинского комплексов, дайки и штоки гранодиорит-порфиров и карбонатные породы. Рудные тела приурочены к пологим и крутым трещинам среди измененных вулканитов. Среди рудных минералов выделяются галенит, тетраэдрит, пирит, халькопирит, фрейбергит, арсенопирит. По данным ICP MS Elan-DRSII содержание золота в керновых пробах различных скважин колеблется в широких пределах от 0,30 до 70 г/т. При сравнении анализов валовых проб и концентратов в последних выявлено присутствие Pt, Pd, Se, Te, Sb, Hg. Анализ концентратов является гораздо информативным, чем анализ валовых проб.

Минералогические и микроминералогические исследования с использованием электронно-зондового микроанализатора Jeol выявили широкий спектр теллуридов и селенидов. На основании полученных данных выделено 5 минеральных ассоциаций (табл.). Результаты минерало-геохимических исследований позволяют считать, что на участке Терекли Абджазской поисковой площади установлено промышленное оруденение золото-теллуридовой формации. Подчиненное значение имеет минерализация золото-серебряной и золото-мышьяковой формаций, характерных для месторождений Узбекистана (Конеев, 2003; Рудные...2001).

Таким образом, минерало-геохимические исследования имеют важное значение при типизации и оценке перспектив скрытого золотого оруденения на стадии поисковых работ.

Таблица

Основные признаки минеральных ассоциаций, выявленных на участке Терекли

Ассоциация	Кварц-серицит-гидрослюдисто-пиритовая	Золото-пирит-арсенопиритовая	Золото-теллуридная	Электрум-полисульфидная	Гипергенная
Состав	Кварц Серицит Гидрослюда Пирит Хлорит Эпидот Рутил	As-пирит Арсенопирит Халькопирит Пирротин	Тетраэдрит Гёссит Халькопирит Сфалерит Галенит Висмутин Пирит Петцит Голдфилдит Алтаит Сильванит Штютцит Теллуровисмутит Кавацулит Тетрадимит Поубаит Раклиджит	Фрейбергит Халькопирит Галенит Сфалерит Пирит Акантит Полибазит Галеноклаусталит Агвиларит Ag самородное	Гётит Гидрогётит Пирролизит Псиломелан Ярозит Малахит Миметит
Форма проявления	По всей меридиональной структуре	Линейные минерализованные зоны мощностью 10-15 м в меридиональной структуре	Участки (узлы) в минерализованных зонах. Возможно трубчатые РЭСы	Участки (узлы) на верхних уровнях минерализованных зон	Развиваются на поверхности и по тектоническим зонам, локализуясь в структурных ловушках, над экранами
Содержание Au и Ag	Au до 0,5 г/т Ag до 2,0 г/т	Au 1-3 г/т Ag 1-3 г/т	Au до 70 г/т Ag до 50 г/т	Au до 5 г/т Ag до 40 г/т	Au до 1500 г/т
Форма золота	тонкодисперсное	тонкодисперсное	теллуридное	электрум (500-700)	900-1000
Элементы индикаторы	-	As, W, Ni, Co	Te, Bi, Se, As, Sb	Ag, Se, Sb	Au

Литература

1. Конеев Р.И. Систематизация золоторудных месторождений Узбекистана на основе микроминеральных парагенезисов. // Руды и металлы. – Ташкент, 2003. - №3. - С 20-28

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИТИКА ГАББОИДОВ БЕЛАРУСИ

С.Н. Мышковец

**Научный руководитель старший преподаватель Л.В. Штефан
Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь**

Габброиды довольно широко распространены в кристаллическом фундаменте Беларуси. Они приурочены к интрузивам, залегающим среди архейских и раннепротерозойских магматических комплексов.

Породы фундамента перекрыты мощным осадочным чехлом, что затрудняет изучение этих пород. Но, несмотря на это, используя геофизические методы можно достаточно хорошо картировать габброиды. Ценную информацию получают исследователи при бурении скважин при проведении поисково-съёмочных работ.

В строении дорифейского фундамента Беларуси отчётливо выражаются четыре структурных этажа: нижнеархейский, верхнеархейский, нижний раннепротерозойский и верхний раннепротерозойский.

Основные породы (габброиды) нижнеархейского структурного этажа подразделяются на два комплекса: голеновский и берёзовский, которые ассоциируют с гранитоидами эндербит-чарнокитового ряда.

Верхнеархейский структурный этаж представлен мигматит-гранитогнейсовыми комплексами, среди которых залегают метагаббро-нориты кореличского комплекса.

Нижний структурный раннепротерозойский этаж сложен гранит-зеленокаменным комплексом, включающим в себя метаморфиты амфиболитовой фации и габброиды русиновского комплекса.

Среди основных пород в верхнем раннепротерозойском структурном этаже выделен каменецкий комплекс.

Габброиды всех вышеперечисленных комплексов приурочены к разным геологическим структурам, все они различны по петрографическому, химическому составу, степени метаморфизма и металлогенической специализации.

Для большинства габброидов Беларуси характерен определённый минералогический состав. Эти породы содержат плагиоклаз, моноклинные и ромбические пироксены, роговую обманку. Из рудных минералов в габброидах содержатся ильменит и магнетит, а в качестве второстепенных минералов встречаются пирит, пирротин и халькопирит, может также присутствовать апатит или гранат.

Что же касается химического состава, то главными окислами являются: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO и другие петрогенные элементы.

Габброиды Беларуси формировались в платформенных условиях в результате магматических процессов (интрузивного магматизма). Тела габброидов имеют пластообразную или линзовидную форму, они могут быть слабо либо сильно дифференцированы: в нижних частях интрузива залегают породы оливинового состава, выше залегают всё более меланократовые разности. Дифференциация связана с участием гравитационных сил при кристаллизации интрузива.

К образованиям комплексов габброидов Беларуси приурочены месторождения и рудопроявления ильменит-магнетитовых, магнетитовых, титаномагнетитовых формаций, связанных с интрузивом пространственно и генетически. Генезис руд, содержащихся в габброидах, неясен. Существует ряд гипотез, которые условно можно разделить на магматические и метаморфические.

Изучение габброидов является актуальным на данном этапе изучения кристаллического фундамента. Это связано с высокой перспективой рудоносности габброидных интрузивных образований.

Литература

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород: Справ. Пособ. – М.:Недра, 1988. – 199 с.
2. Вещественный состав и рудоносность кристаллического фундамента Беларуси. / Под ред. А. А. Махнач. – Мн.: Институт геологических наук АН Беларуси, 1997. – 180 с.
3. Геология Беларуси. / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др. – Мн.: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
4. Доминикова Д.А. Петрохимические и геохимические особенности и металлогеническая специализация комплексов основных и ультраосновных пород кристаллического фундамента Белоруссии. // Геология Белоруссии. – Мн.: Наука и техника, 1981. - С. 67-76.
5. Махнач А.С. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии. – Мн.: Наука и техника, 1974. – 144 с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ)

Н.А. Надточева

**Научный руководитель профессор А.И. Чернышов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия**

Объектом настоящего исследования являются породы Змеиногорского комплекса, являющегося представителем габбро-гранит-лейкогранитовой формации и расположенного в юго-западной части Алтая. Комплекс представляют ряд массивов, самыми крупными из которых являются: Змеиногорский, Алейский, Ревневско-Амелихинский. Они залегают среди вулканогенно-осадочных отложений девона и приурочены к Змеиногорско-Быструшинскому прогибу. В составе комплекса выделяются четыре фазы внедрения: первая фаза представлена габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами; вторая – гранодиоритами; третья – плагиогранитами и лейкоплагиогранитами и четвертая – гранитами и лейкогранитами при существенном преобладании двух последних фаз (Мурзин, 2000). В различных массивах Змеиногорского комплекса отмечаются вариации

количественных соотношений разных типов пород, но всегда в них преобладают гранитоиды. Массивы комплекса сопровождаются дайками и жильными породами, представленными долеритами диорит-порфирами, плагиогранит-порфирами, риолитами и риодацитами.

Для петрохимического анализа пород Змеиногорского комплекса нами была отобрана представительная выборка химических составов из восьми типов пород: габброидов, долеритов, диоритов, плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, плагиолейкогранитов, гранитов и лейкогранитов, очередность которых отражает последовательность их образования в процессе формирования комплекса. Статистическим анализом выявлены средние значения петрогенных компонентов (табл.), сравнение которых позволяет установить тренд изменения химического состава пород комплекса в результате их последовательной кристаллизации. Наиболее ранними образованиями являются габброиды и долериты, которые имеют близкий химический состав и представляют первую фазу внедрения. В следующую стадию образовались диориты, в которых возрастает содержание SiO_2 , K_2O и уменьшается – MgO , CaO . В третью фазу последовательно сформировались плагиограниты, плагиогранит-порфиры и плагиолейкограниты. По мере кристаллизации в них отмечается увеличение SiO_2 , при этом происходит уменьшение TiO_2 , Al_2O_3 , FeO (общ.), MnO , MgO и CaO . Четвертая фаза представлена гранитами и лейкогранитами, в которых сохраняется тенденция изменения состава гранитоидов, в них последовательно возрастает SiO_2 , и уменьшаются содержания TiO_2 , Al_2O_3 , FeO (общ.), MnO , MgO и CaO , практически при неизменном количестве щелочей.

Таблица

Средние содержание петрогенных элементов в породах Змеиногорского комплекса

ОКСИДЫ	Породы							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	49,60	48,57	56,93	72,85	75,84	74,80	71,97	75,59
TiO_2	1,31	1,25	1,37	0,34	0,25	0,23	0,45	0,13
Al_2O_3	17,09	16,56	16,74	13,19	12,05	12,43	14,10	12,76
Fe_2O_3	4,78	5,63	4,11	1,84	1,75	1,56	1,47	1,09
FeO	5,60	4,88	3,81	2,03	1,77	1,38	1,43	1,22
MnO	0,17	0,19	0,15	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07
MgO	6,89	7,55	3,46	0,70	0,51	0,40	0,80	0,39
CaO	10,60	10,46	6,71	2,66	1,78	1,34	2,26	1,02
Na_2O	3,05	2,32	3,49	4,13	4,76	4,15	3,82	3,95
K_2O	0,27	0,55	1,21	1,38	1,20	2,78	3,62	3,32

Примечание: Породы: 1 – габбро, 2 – долерит, 3 – диорит, 4 – плагиогранит, 5 – плагиогранит-порфир, 6 – плагиолейкогранит, 7 – гранит, 8 – лейкогранит.

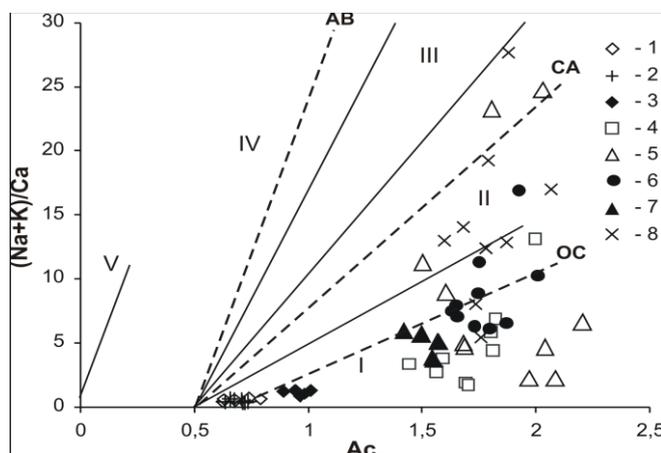


Рис. Диаграмма $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ – Ac для типизации магматических пород и серий.

$\text{Ac} = \text{Si}/\text{Bo}$, где Ac – кислотность, Bo – общая основность.

1 – габбро, 2 – долерит, 3 – диорит, 4 – плагиогранит, 5 – плагиогранит-порфир, 6 – плагиолейкогранит, 7 – гранит, 8 – лейкогранит. Поля щелочности: I – известковое; II – известково-щелочное; III – субщелочное; IV – умеренно-щелочное; V – щелочное. Тренды: CA – главный известково-щелочный; AB – щелочно-базальтовый; OC – известковый

На классификационной петрохимической диаграмме (рис.) отчетливо видно, что фигуративные точки составов пород попадают, главным образом, в известковое поле щелочности. В известково-щелочном поле обособляются фигуративные точки плагиогранит-порофиров, лейкогранитов и, частично, плагиолейкогранитов. При этом расположение точек составов пород соответствует известковому тренду их эволюции.

Таким образом, полученные петрохимические данные хорошо согласуются с представлениями других исследователей (Никонов, Шокальский, 1988) о принадлежности исследуемых пород к одному комплексу,

сформировавшемуся из единого магматического очага. Формирование магматических расплавов, обеспечивающих последовательное четырехфазное внедрение, очевидно, происходило в промежуточных магматических камерах, главным образом, путем их дифференциации.

Литература

1. Мурзин О.В. Геологический отчет о работах по составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты м-ба 1: 200 000 на Змеиногорской площади, листы М-44-Х, М-44-ХІ (Российская часть) в 1996-2000 г.г. - Змеиногорск, 2000. – т. 1-5.
2. Никонов О.И., Шокальский С.П. Геологическое положение и петрохимия гранитоидов Змеиногорского комплекса в Западном Алтае в связи с возможностью их формационного расчленения. // Геология и геофизика. – М., 1988. - №7. - С.35-43.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ И ТВЕРДОСТЬ ГАЛАКСИТА

А.А. Назарова, И.С. Архипова

Научный руководитель профессор А.А. Пермяков

Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

Для сварки сталей применяют электроды с алюминий-титано-марганцевым покрытием. В качестве исходного минерального сырья для покрытий обычно используют дорогостоящие рутиловые концентраты и ферромарганец. В связи с высокими ценами этих компонентов актуально заменить их более дешевым ильменитовым концентратом Туганского месторождения (58% TiO_2) и марганцеворудным концентратом Жайремского ГОКа (42% Mn). В производстве электродного цеха ОАО ЗСМК состав исходной минеральной шихты подбирается достаточно произвольно без четких теоретических обоснований и технолого-минералогического контроля. В СибГИУ под руководством Н.Ф. Якушевича (Якушевич, 2002) были разработаны составы исходных шихт, проведены комплексные исследования лигатур. Технолого-минералогические исследования исходного минерального сырья и синтезированных продуктов были проведены в Лаборатории экологии и комплексного исследования минеральных отходов СибГИУ. В процессе исследования были детально изучены минералы, редко встречаемые в геологических условиях. Одним из таких минералов является галаксит $MgAl_2O_4$. В справочнике (Минералы, 1967) описание этого минерала очень скудное, а список цитируемой литературы ограничен девятью наименованиями. Просмотр РЖ «Геология» пополнил этот список на три наименования.

Синтез лигатуры осуществлялся в крупнолабораторной установке, собранной из двух графитовых тиглей емкостью 10 л. Нижний тигель служил приемником жидкого металла, образующегося в процессе синтеза и вытекающего из реактора отверстие (диаметром 9 мм) в днище реактора. Это предотвращало науглероживание металла за счет длительного контакта с днищем графитового тигля при высоких температурах и обеспечивало хорошее отделение металла от закали металла в холодном приемнике и отсутствие ликвации в сплаве. Верхний тигель служил непосредственно реактором. В загружалось 12 кг порошковой шихты. Общая высота слоя составила 230 мм. Температура в реакторе измерялась с помощью вольфрам-рениевой термпары. В загруженном виде реактор помещался в нагревательную установку, где в течение 6 нагревался до температуры 400°C. Дополнительно часть шихты (кг) была загружена в 7 алюминиевых контейнеров, которые нагревались вместе с реактором до температуры 400°C. Нагретый до 390°C реактор с шихтой помещался в металлоприемник. В лунки для запальной смеси укладывались бумажных патрона, в каждом из которых помещалась смесь: 2 г селитры, 2 г алюминиевого порошка, 1 г магниевой стружки. Реактор накрывался крышкой с отверстием для выхода газов и ввода контейнеров с добавками шихты, после чего был осуществлен запал шихты. Проплавление лигатуры проходило спокойно, без выбросов шихты и выплесков шлака. Рост температуры в нижней части реактора в месте установки термпары начался примерно через 1 мин с момента зажигания запальной смеси и через 1,5 мин достиг температуры 1650°C. С этого момента началось кипение расплава, сопровождавшееся обильным выделением газов и пыли. Контейнеры с алюминием последовательно вводили в зону реакции, что позволило увеличить время синтеза при 1650-1910°C до 5 мин и обеспечить полное восстановление и хорошую отсадку металла. К концу восьмой минуты синтез и газовыделение практически прекратились ($t=1600^\circ C$), а к концу девятой минуты при $t=1450^\circ C$ снижение температуры прекратилось (началась эвтектическая кристаллизация конечного расплава). В результате плавки получено: лигатура в виде слитка и корольков-4,165 кг и шлака - 12,863 кг. Из шлака для технолого-минералогического анализа отобраны пробы на предмет возможности их использования.

Выполнен химический и спектральный анализ шлака: SiO_2 - 18.2; Al_2O_3 - 32.2; K_2O - 1.6; CaO - 1.3; FeO - 3.3; MgO - 3.0; MnO - 34.9; BaO - 5.2; S - 0.02; Cr - 0.02; Sn - $6 \cdot 10^{-4}$; V - $7 \cdot 10^{-4}$; W - $2 \cdot 10^{-4}$; Mo - 10^{-3} ; Ni - 0.01; Co - 10^{-3} ; Ta - 0.03; Sc - $< 10^{-4}$; Nb - $3 \cdot 10^{-4}$; I - 10^{-4} ; Sr - 10^{-3} .

Минералогические исследования проведены на микроскопах МБС-2, ПАЛАМ-ЛМПР, МИМ-9, МИМ-10, МИУ-5М-1 и микротвердомере ПМТ-3М. Рентгеноструктурный анализ выполнен на дифрактометре ДРОН-2. На дифрактограмме четко выявилась шпинелеобразная структура и высокий фон за счет большого количества стеклообразной фазы. Параметр элементарной ячейки галаксита ($a_0=8,043...8,12$) имеет заниженное значение по



Рис.1. Расположение и ориентация отпечатков алмазной пирамиды на сечении (100) скелетного кристалла галаксита

через

шлака,

него

шихты

часов

(5,5

три

сравнению с литературными источниками (Минералы, 1967). Термический анализ выполнен на дериватографе Paulik, Paulik и Erdei.

Макроскопически шлак в кусках обладает черным цветом, в порошке к черному цвету добавляется шоколадно-бурый оттенок. Исследованный шлак представлен идиоморфно-скелетным галакситом двух генерации (62,5%) и криптокристаллически-стекловатой цементирующей массой (35,5%) с включениями королек металла (2%). Галаксит первой генерации образует массивные скелетные кристаллы, представленные комбинацией гексареберного пучка и ромбододекареберного каркаса (рис. 1). Они подобны скелетным кристаллам магнетита (Пермяков, 1974; Дымкин, Пермяков, 1984). По вершинам: 100; и в центре скелетного кристалла располагаются октаэдрические субиндивиды. Размеры кристаллов галаксита первой генерации составляет 0,4...1,4 мм, второй генерации - 0,01...0,05 мм. Толщина ребер-балок скелетных кристаллов колеблется в пределах 20...40 мкм. Ребра гексареберного пучка обычно плоские безрельефные, реже имеют комбинационную ромбододекакристогонноэдрическую штриховку, иногда образуют линейную комбинацию октаэдрических субиндивидов. Ребра ромбододекареберного пучка представляют собой линейную комбинацию октаэдрических субиндивидов.

В проходящем свете галаксит буровато-красный, оптически изотропен. У галаксита первой генерации $n=1,850...1,858$, у галаксита второй генерации $n=1,920...1,925$. В отраженном свете галаксит серый, отражение у галаксита первой генерации 10, у галаксита второй - 11. В некоторых кристаллах параллельно граням [111] появляются светлые буровато-желтовато-белые рефлексы. Особенно четко они видны на сечениях (110) в виде радиально расходящихся лучей, субперпендикулярных ребрам ромбовидного сечения.

Твердость и хрупкость галаксита измерена на микротвердомере ПМТ-3М при нагрузке 100г. В отпечатках алмазной пирамиды измеряли обе диагонали. Твердость вычисляли по формуле $H=1854P/d^2$, хрупкость - по формуле $F=S/P=\Sigma ld/14P$. По всем измеренным кристаллам твердость галаксита колеблется в пределах 1400-1760 кгс/мм², среднее значение твердости 1575 кгс/мм². В галаксите выявлена ретикулярная анизотропия твердости ($H_{(hkl)}$): $H_{(100)}=1589,1$; $H_{(110)}=1559,6$; $H_{(111)}=1546,8$ кгс/мм². Коэффициент ретикулярной анизотропии твердости $K_{H(100)/(111)}=1,03$. Также выявлена ретикулярная анизотропия хрупкости ($F_{(hkl)}$): $F_{(100)}=184,2*10^{-6}$; $F_{(110)}=177,8*10^{-6}$; $F_{(111)}=146,6*10^{-6}$ мм²/кгс. Коэффициент ретикулярной анизотропии хрупкости $K_{F(100)/(111)}=1,26$. Все перечисленные сечения кристалла обладают векториальной анизотропией твердости. Сечение (100) в направлении [010] имеет твердость 1573,9, а в направлении [110] - 1604,3 кгс/мм². Сечение (110) в направлении [100] имеет твердость 1571,3, а в направлении [001] - 1548,0 кгс/мм². Сечение (111) в направлении [110] имеет твердость 1552,1, в направлении [211] - 1530,9, а в направлении [221] - 1576,7 кгс/мм².

Благодаря высокой твердости, галаксит можно использовать в качестве абразивного материала.

Литература

1. Дымкин А.М., Пермяков А.А. Онтогенез магнетита (по материалам изучения руд и агломератов). - Свердловск: УНЦ АН, 1984. - 184с.
2. Минералы. Справочник. / Под ред. Ф.В. Чухрова. - М.: Наука, 1967. - т.2. - в.3. - С. 39-40.
3. Пермяков А.А. Морфология скелетных кристаллов магнетита. / Записки Всесоюзного минералогического общества. - Ленинград, 1974. - ч.103. - в.2. - С. 251-254.
4. Якушевич Н.Ф., Нохрина О.И. и др. Разработка технологии получения комплексных лигатур и композиций для покрытий сварочных электродов с целью снижения их себестоимости: Отчет о НИР. / СибГИУ; Руковод. Н.Ф. Якушевич. - Новокузнецк, 2002. - 75 с.

О ПИРАФОНИТЕ ИЗ ТИТАНО-МАРГАНЦЕВЫХ ЛИГАТУР А.А. Назарова, Н.И. Кувшинникова

Научный руководитель профессор А.А. Пермяков

Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк, Россия

Проведены комплексные исследования алюмо-титано-марганцевых лигатур (Якушевич, 2002) в связи с проблемой выбора оптимального состава шихты, используемой в качестве флюсующей обмазки сварочных электродов. Обычно для флюсующих покрытий используют дорогостоящие рутиловые концентраты и ферромарганец. В связи с высокими ценами этих компонентов актуально заменить их более дешевым ильменитовым концентратом Туганского месторождения (58% TiO₂) и марганцевой рудой 2 и 3 сорта. В процессе экспериментальных исследований были получены металлические лигатуры и шлак. Нами были исследованы минералогия и физические свойства минералов полученного шлака. Одним из таких минералов является пирофанит MnTiO₃, редко встречаемый в геологических условиях и недостаточно полно описанный в минералогической литературе.

Лигатуры синтезировались алюмотермическим способом в лабораторной установке, собранной из двух графитовых тиглей емкостью 10 л (Якушевич, 2002). Во время синтеза в зоне реакции развивалась и поддерживалась температура 1650-1910 °С в течении 5 мин, что обеспечивало наиболее полное восстановление и хорошую отсадку металла. В результате плавки получен слиток лигатуры и шлак. Из металла и шлака отобраны пробы для технологического минералогического анализа. Выполнены химические, спектральные, рентгеновские, термические, минераграфические, петрографические и твердометрические исследования.

Пирофанит MnTiO₃ содержит примесь Fe₂O₃, Al₂O₃ и MgTiO₃. Кристаллическая структура сходна с гематитом, $a_0=5,13$, $c_0=14,33$. Образует уплощенно-зернистые агрегаты. На стенках пустот наблюдаются друзы идиоморфных таблитчатых кристаллов, которые часто образуют красивое двойникование по (10 11); иногда в результате одновременного двойникования по всем плоскостям ((10 11)) возникает тонкое решетчатое строение. Грани пинакоида хорошо развиты и покрыты тонкослоистым рельефом. За счет зарождения слоев роста со стороны ребер в середине граней пинакоида образуются углубления или кристаллические воронки. Скелетные кристаллы пирофанита образованы нарастанием ромбододекаэдрических субиндивидов, аналогично скелетным кристаллам гематита (Пермяков, 1975). Хорошая

спайность // (10 $\bar{1}$ 1) обусловлена этими ромбоэдрическими субиндивидами и срезанием по двойниковым пластинкам. В наитончайших осколках минерал темный, красновато - коричневый, $n_0=2,46$, $n_E=2,07$.

Пирофанит после тщательного тонкого шлифования полируется очень хорошо. В отраженном свете он серый со слабым буроватым оттенком; отражательная способность в воздухе: $R_O=18$, $R_E=12$; в иммерсии - $R_O=7,5$, $R_E=5$. Двухотражение является важным отличительным признаком пирофанита. В воздухе оно отчетливое, в иммерсии очень сильное. Цветовые оттенки по кристаллографическим направлениям O и E не установлены, они отличаются только густотой серого цвет. Эффекты анизотропии в скрещенных николях отчетливы уже в воздухе, в иммерсии яркие. За счет высокого двухотражения очень четко выявляются двойники прорастания.

Внутренние рефлексы наблюдаются редко и, преимущественно, вокруг отпечатков алмазной пирамиды. Как правило, по сторонам квадратного отпечатка наблюдаются светло-желтые, а по вершинам - зеленовато-желтые рефлексы. Вблизи трещин спайности мы наблюдали красновато-бурые и ярко-зеленые рефлексы.

Травление HF не выявило дополнительных кристаллоструктурных особенностей пирофанита, однако хорошо отпрепарировало его кристаллы за счет вытравливания силикатного стекла.

Твердость и хрупкость пирофанита измерена на микротвердомере ПМТ-3М при нагрузке 100 г. В отпечатках алмазной пирамиды измеряли обе диагонали. Твердость вычисляли по формуле $H=1854P/d^2$, хрупкость - по формуле $F=S/P=\Sigma l/d/14P$. По всем измеренным кристаллам твердость пирофанита колеблется в пределах 1080 - 1520 кгс/мм², среднее значение твердости 1285 кгс/мм². В пирофаните выявлена ретикулярная анизотропия твердости: $H_{(0001)}=1238,3$; $H_{(10\bar{1}1)}=1317,3$; $H_{(10\bar{1}0)}=1144,0$ кгс/мм². Также выявлена ретикулярная анизотропия хрупкости: $F_{(0001)}=99,7 \cdot 10^{-6}$; $F_{(10\bar{1}1)}=151,5 \cdot 10^{-6}$; $F_{(10\bar{1}0)}=163,9 \cdot 10^{-6}$ мм²/кгс.

Все перечисленные сечения кристалла обладают векториальной анизотропией твердости, однако измерить ориентацию в сечениях кристалла не удалось.

Литература

1. Пермяков А.А. Кристалломорфология гематита Коршуновского месторождения. // Локальный метаморфизм руд. – Новосибирск: Наука, 1975. - С. 86-99
2. Якушевич Н.Ф., Нохрина О.И. и др. Разработка технологии получения комплексных лигатур и композиций для покрытий сварочных электродов с целью снижения их себестоимости: Отчет о НИР. / СибГИУ; Руковод. Якушевич Н.Ф. - Новокузнецк, 2002. – 75 с.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАЛЫ АГАТОВЫХ МИНДАЛИН БАЗАЛЬТОВ КАРАКАНСКОГО ХРЕБТА (ЮГ КУЗБАССА)

А.В. Наставко

Научный руководитель доцент К.Л. Новоселов
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В геологическом строении Караканского хребта базальты образуют покровных тела, разделенных друг от друга маломощным пластом туфогенных осадков. Оба покрова характеризуются горизонтальным или наклонным согласным залеганием среди нижнетриасовых терригенных представленных алевролитами, аргиллитами, песчаниками. Покровные тела прослеживаются на площади около 20 км², имеют довольно выдержанную мощность – 95 — 115 м и обладают характерной для пород миндалекаменной текстурой. Размеры миндалин увеличиваются в направлении от подошвы к внешней поверхности базальтового покрова до 70 мм по длине и 35 – 40 мм в поперечнике, реже отмечаются более крупные жеоиды. В этом же направлении растут и распространенность миндалин (до 20 – 30 выделений на 1 м²), а также наблюдается их ориентированное распределение, подчеркивающее направление течения

Миндалины весьма разнообразных форм и размеров. Выполнены минералами группы кремнезема, главным из которых является халцедон. Текстуристый рисунок миндалин весьма разнообразен – концентрически-зональный, чередующийся с параллельно-полосчатым, полосчатый с выклинивающимися или линзовидными слоями, пейзажный, обусловленный причудливыми цепочками газовых пузырьков. Текстуристые особенности ониксовых миндалин чередующихся оттенков окрасок от молочно-белых до голубоватых, синих, фиолетовых, розовых и других, безусловно, представляют как музейный интерес, так и как декоративные камни. В миндалинах нередко сохраняются полости, выполненные друзами мелких кристаллов горного хрусталя, аметиста, морионовидного кварца (Наставко,

Концентрические слои, ониксовые, представляют собой самостоятельную генерацию минералов гр. кремнезема. На одновременность их образования указывают различные оттенки в окраске слоев (от молочно-белых до голубоватых и синеватых), меняющиеся химический состав и кристаллооптические свойства халцедона и зернистых агрегатов кварца, рентгено- и термолюминесцентные их свойства. Формирование ониксовых полос и внутренних концентрических агатовых зон обязано глубинным гидротермам, которые представляли собой длительно эволюционирующую типично коллоидную систему с неоднократным впрыскиванием растворов в миндалекаменные пустоты. Концентрические слои, горизонтальные полосы представляют собой продукт коагуляции золя и последующей раскристаллизации геля. Отложение слоев начиналось от основания миндалин с постепенным медленным наращиванием слоев к центру газового пузыря, в условиях падающей

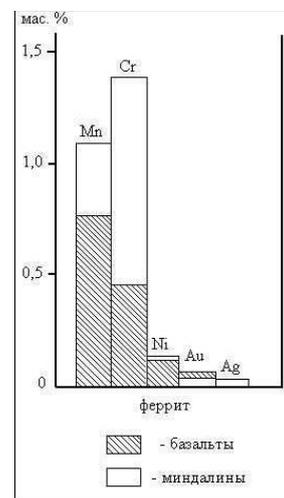


Рис.1. Содержание примесных элементов в феррите

два

слабо
пород,

50 –

лавы.

агато-

2004).

температуры и снижающейся концентрации дисперсной фазы и накопления дисперсионной среды, которая, по сути, представляла собой истинный раствор с низкой концентрацией кремнезема, служившего средой кристаллизации кристаллов горного хрусталя, аметистовидного кварца.

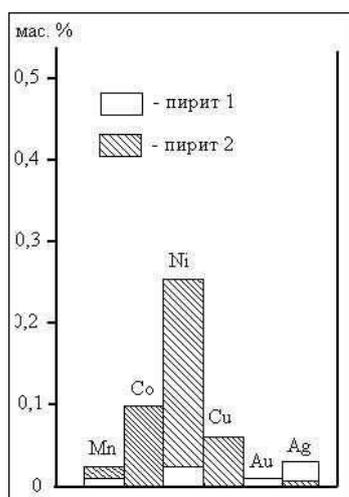


Рис.2. Содержание примесных элементов в пирите

Изучение минералогического состава миндалинов проводилось в искусственных шлихах, полученных ручным дроблением в стальной ступе с последующей обработкой раздробленного материала по общепринятой схеме. Кроме того, изучены отдельные аксессуарные минералы из протолок базальтов. Химический анализ агатовых зон и ониковых полос, примесных минералов в них выполнен на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-MICRO (г. Новосибирск, ОИГГиМ, СО РАН, аналитик с.н.с. Л.Н. Поспелова). Спектральным количественным анализом в составе полос и зон агата установлен широкий спектр примесных элементов: Cu, Ga, Ag, Ge, Ni, Co, Fe, Mn, Ti, Be, в том числе приближенно-количественным – определены такие литофилы, как Na, Ca, Mg, Al, которые образуют достаточно высокие концентрации.

В составе агато-ониковых образований установлены следующие минералы: серебро, медь, феррит, пирит, молибденит, галенит, магнетит, ильменит, фаялит, оливин, алмаздин, титановый авгит, диопсид, геденбергит, натролит, кальцит, из которых только пирит образует весовые количества. Другие минералы установлены лишь в искусственных шлихах в единичных зернах размером не более 0,01 – 0,1 мм. Как показали исследования агато-оников на микроскопе OLYMPUS BX51, единичные выделения пироксенов, оливина, приурочены к внешней облекающей концентрической зоне халцедона, и их появление в миндалинах обязано процессу диффузионного подтока растворов из базальтовой лавы. Микроскопические игольчатые агрегаты натролита, зерна кальцита выполняют трещины или приурочены к границам халцедоновых полос.

Самородные металлы – серебро, медь встречаются в зернах округлой или близкой к ней формы размером 0,01 мм. Несколько в больших количествах отмечается феррит, присутствующий в форме сильномагнитных глобул размером 0,05 – 0,1 мм. В разрезе глобулы содержат каплевидные ядра феррита (среднее содержание Fe 95%), заключенные в магнетитовую оболочку. В составе феррита присутствуют примеси Cr, Mn, Au, Ag, Ni, среди которых доминируют содержания Cr и Mn (рис.1). Ферриты из базальтов (среднее содержание Fe 98,8%) содержат перечисленные примесные элементы в заметном меньших количествах, за исключением Au, содержание которого почти вдвое выше, а примесь Ag в феррите базальтов не установлена. Химический состав магнетитовых оболочек, пересчитанный на кристаллохимические коэффициенты, выражается следующей формулой: $(\text{Fe}^{2+}_{0,816}\text{Mg}_{0,078}\text{Mn}_{0,042}\text{Ca}_{0,002})_{0,938}(\text{Fe}^{3+}_{1,804}\text{Ti}_{0,084}\text{Al}_{0,071}\text{Si}_{0,015}\text{V}_{0,007}\text{Cr}_{0,001})_{1,982}\text{O}_4$.

Пирит в миндалинах присутствует в двух генерациях. Пирит 1, ранний, образует микроскопические вкрапленники кристаллов, размером 0,01 мм в халцедоновых полосах миндалинов. Пирит 2, поздний, наблюдается макроскопически в виде неравномерной вкрапленности в агато-ониковых миндалинах и базальтах. Химический состав их заметно различается (рис.2). Характерная особенность химизма раннего пирита – концентрация в нем Au, Ag, незначительная примесь Ni, отсутствие Co, Cu.

Октаэдрические кристаллы магнетита присутствуют во всех изученных миндалинах, является обычным аксессуаром во вмещающих базальтах. Химический состав магнетитов миндалинов и базальтов довольно близок, что указывает на единый базальтоидный источник их формирования. Характерная особенность химизма – стабильно повышенные содержания SiO_2 , V_2O_5 , P_2O_5 . Минеральный состав магнетитовой фазы миндалинов соответствует практически чистому магнетиту с незначительной примесью якобитового минерала. В магнетите базальтов несколько повышается роль герцинитового и хромитового минералов (рис.3). Кристаллохимические формулы магнетита миндалинов: $(\text{Fe}^{2+}_{0,986}\text{Mn}_{0,005}\text{Mg}_{0,001})_{0,992}(\text{Fe}^{3+}_{1,976}\text{Cr}_{0,007}\text{V}_{0,004}\text{Ti}_{0,001}\text{Si}_{0,001})_{1,989}\text{O}_4$, магнетита базальтов: $(\text{Fe}^{2+}_{0,985}\text{Ca}_{0,008}\text{Mn}_{0,001}\text{Mg}_{0,001})_{0,995}(\text{Fe}^{3+}_{1,972}\text{Cr}_{0,016}\text{V}_{0,007}\text{Ti}_{0,001}\text{Al}_{0,001}\text{Si}_{0,001})_{1,999}\text{O}_4$.

Ильменит в миндалинах в сравнении с магнетитом менее распространен, по химическому составу отличается от аксессуарного ильменита базальтов большей марганцевистостью. Усредненная кристаллохимическая формула ильменита миндалинов соответствует манганильмениту: $(\text{Fe}^{2+}_{0,198}\text{Fe}^{3+}_{0,396}\text{Mn}_{0,357}\text{Mg}_{0,001})_{0,952}(\text{Ti}_{0,919}\text{V}_{0,005})_{0,924}\text{O}_3$. Формула ильменита базальтов: $(\text{Fe}^{2+}_{0,295}\text{Fe}^{3+}_{0,627}\text{Mn}_{0,031}\text{Mg}_{0,001})_{0,954}(\text{Ti}_{0,984}\text{V}_{0,008})_{0,992}\text{O}_3$.

Выводы.

1. Образование агатовых миндалинов обязано длительно эволюционирующему гидротермальному процессу. Источником гидротерм служил глубинный базальтоидный расплав.

2. Гидротермальные растворы на начальной низкотемпературной стадии процесса представляли собой типичные гидрозолы с дисперсными фазами SiO_2 , сульфидов, металлов (Au, Ag, Cu, Fe) и др. При поступлении растворов в миндалекаменные пустоты вследствие резкого падения температуры и давления происходила коагуляция с обособлением геля кремнезема и рудных минералов. Дискретность отложения зон и слоев минералов группы

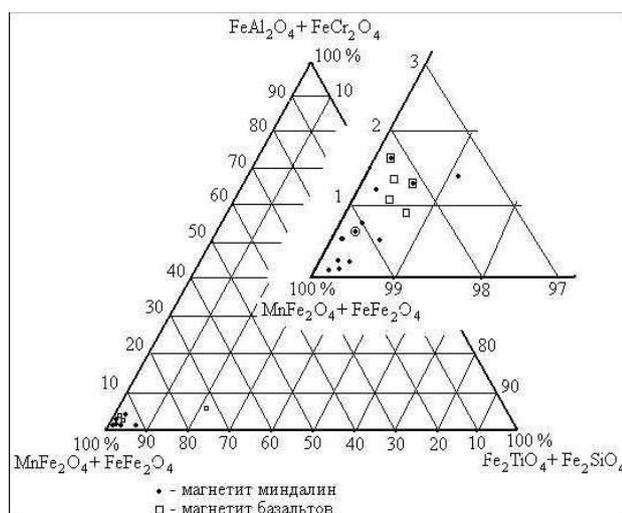


Рис. 3. Диаграмма химического состава магнетита миндалинов и базальтов

кремнезема и механизм их формирования в миндалинах вулканитов освещен во многих работах (Годовиков и др., 1987, Наставко, 2004, Пунин и др., 2004). В результате раскristаллизации рудного геля в халцедоновых слоях выделялись пирит 1, округлые зерна металлидов.

3. В процессе длительной эволюции коллоидные гидротермальные растворы трансформировались в истинные, обогащенные летучими, щелочными и рудными компонентами. Циркуляция растворов обусловила появление в миндалинах пирита 2, галенита, молибденита, магнетита, ильменита, натролита.

4. Благоприятные физико-химические условия среды минералообразования, присутствие минералов высшей сульфидизации позволяют предполагать наличие на глубине гидротермальных жил с золотосульфидной минерализацией.

Литература

1. Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г. Агаты. - М.: Недра, 1987. – 368 с.
2. Наставко А.В. Агаты миндалекаменных базальтов хребта Каракан и их происхождение (Кузбасс). // Проблемы геологии и освоения недр. - Томск, 2004. - С. 127–130.
3. Пунин Ю.О., Евдокимов М.Д., Баранова Н.Е., Нестеров А.Р. Микроструктуры агатов как отражение механизма их формирования. Кварц. Кремнезем. // Материалы Международного семинара. - Сыктывкар, 2004. - С. 305–306.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСОБЕННОСТЕЙ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК «НЮРБИНСКАЯ», «БОТУОБИНСКАЯ» (ЯКУТИЯ)

Б.С. Помазанский, А.И. Татьянченко

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук

*Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ,
АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия*

Кимберлитовые трубки Нюрбинская и Ботуобинская расположены на территории Накынского кимберлитового поля, в пределах Среднемархинского алмазоносного района.

В данной работе представлена сравнительная характеристика данных кимберлитовых тел с целью показать возможность использования метода лазерной томографии для привязки возможных ореолов рассеяния и россыпей, образованных от указанных трубок по цвету люминесценции кристаллов.

Анализ особенностей распределения центров фотолюминесценции в объёме индивидов лежит в основе метода лазерной томографии, предназначенного для изучения внутреннего строения прозрачных кристаллов, включая алмаз. Суть метода заключается в избирательном возбуждении слоев кристалла алмаза сфокусированным, вытянутым в горизонтальной плоскости лучом лазера и наблюдение исследователем распределения цветов люминесценции и формы фантомов в данном «срезе» через остальной объем. Далее проводится анализ внутреннего строения кристалла в виде разноцветных областей, возникающих за счет возбуждения излучением лазера ряда центров фотолюминесценции одновременно. В качестве объектов изучения служили природные алмазы с размером индивидов не менее +0,5 мм, обладающие фотолюминесценцией.

Результаты наблюдения представляются в виде онтогенической формулы каждого индивида. В ней последовательно записаны цвет (в виде цифры) и форма (сокращения кристаллографической формы, например окт - октаэдр) каждой неоднородности внутреннего строения от центра к периферии кристалла. Дальнейшая обработка полученного массива данных состоит из изучения характера распределения кристаллов выборки по выявленным типам внутреннего строения (в данном случае, по типам сокращенных онтогенических формул). Сравнение по классам проведено для наиболее представленных классов -2+1 и -4+2 мм.

Трубка Нюрбинская. Исследование алмазов методом лазерной томографии показало, что однородное распределение центров фотолюминесценции фиксируется для 46,78% целых, поврежденных и обломанных алмазов. Наибольшая часть кристаллов — 34,26% - имеет однородное розовое, розово-сиреневое свечение. Алмазов с однородным желто-зеленым свечением 6,4%, сине-голубым свечением - 3,3%. Кристаллов типа 1 (однородное желто-зеленое свечение) больше в классе -2+1мм, а типа 2 (однородное сине-голубое свечение) - в классе -4+2мм.

Неоднородностями фотолюминесценции в кристаллах из трубки Нюрбинская визуализируются элементы внутреннего строения — пирамиды, зоны роста граней, области зарождения, которые дают ценную информацию об особенностях онтогенеза алмазов трубки.

Общая характеристика трубки и сравнение кристаллов различных классов крупности по горизонтам и флангам трубки проведено для целых, поврежденных и обломанных индивидов. Этот методический прием обработки данных в методе лазерной томографии используется из-за того, что практически невозможно определить, какой частью первоначального индивида были присутствующие в выборке осколки или обломки.

Кристаллов с двумя неоднородностями в выборке 39%. Наиболее часто встречаются алмазы типа 13 -22%, затем 14 — 6%, 23 - 2%, 24 — 1% и 34 - 1%. В трубке Нюрбинская повторно установлено низкое содержание алмазов с многозональным распределением центров фотолюминесценции. Общее содержание трех и более зональных кристаллов 14%. Кристаллы с тремя и более неоднородностями указывают на неоднократные колебания условий роста в локальных или больших по размерам областях. Общее содержание таких кристаллов в трубке Нюрбинская на уровне первых процентов.

Сравнение распределения по выборке из целых, поврежденных, обломанных кристаллов и по выборке из обломков и осколков показывает стабильно более высокие доли всех типов однородного свечения, и, как следствие, более высокую долю однородных индивидов среди выборки из обломков и осколков. Скорее всего, в обломки и осколки, которые претерпели наиболее сильные разрушающие воздействия, чаще отходят однородные по физическим свойствам области зональных алмазов.

Для получения статистически значимого результата выборка была разбита по горизонтам, без разбраковки на южную и северную часть трубки. Сравнение выборок из горизонтов +145, +160, +175 методом лазерной томографии не обнаружило статистически значимых тенденций. Сравнение выборок из южной и северной частей тела обнаружило статистически значимые тенденции. Их явно можно проследить по типам 14, 31 и по общему содержанию трех- и более зональных типов.

Однозональные кристаллы из данных частей трубки отличаются слабо. Данные лазерной томографии указывают на специфичность кристаллов из трубки Нюрбинская в сравнении с другими объектами. В целом, алмазы I разновидности из трубки Нюрбинская по данным лазерной томографии более близки к кристаллам из Малоботуобинского района, чем к алмазам из других районов.

Трубка Ботуобинская. Особенностью изучения распределения центров фотолюминесценции в целых кристаллах и пластинках из трубки Ботуобинская и Нюрбинская является то, что в большинстве из них наблюдаются слабоконтрастные неоднородности, розово-сиреневый оттенок целых индивидов и зон типа 3. По этой причине во многих случаях трудно диагностируется периферийная не люминесцирующая зона.

У 75% всех алмазов наблюдалось однородное свечение и 25% - неоднородное распределение центров фотолюминесценции. Среди кристаллов с однородным распределением центров фотолюминесценции наиболее часто встречаются индивиды с розово-сиреневым свечением (тип 3) - 58%. Индивиды с сине-голубым (тип 2) и желто-зелёным (тип 1) свечением встречаются реже - 4% и 7% соответственно. Среди двойников наблюдается повышенное по сравнению с монокристаллами содержание всех типов с однородным распределением фотолюминесценции.

Для индивидов с неоднородным распределением центров фотолюминесценции наиболее распространены такие типы: 13 - 10%, 14 - 4%, 134 - 2% и 23-2%. Все другие разновидности встречены в количествах менее 1%.

В изученных кристаллах с неоднородным распределением центров люминесценции желто-зелёное свечение локализуется "в пирамидах роста куба, зонах роста по кубооктаэдру, в округлых, однородно светящихся областях в центре индивидов, или зонах роста по {111} на более поздней, не начальной стадии роста отдельного кристалла или двойника.

Изучение всех присутствующих в трубке морфологических типов кристаллов позволило получить информацию о распределении центров фотолюминесценции в индивидах октаэдрического, переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому, ромбододекаэдрического габитусов I и (в некоторых алмазах) IV разновидностей. В трубке наблюдается увеличение доли типов 1, 4 в направлении октаэдр→переходная форма→ромбододекаэдр→группа куб, куборомбододекаэдр, тетрагексаэдр и уменьшение типов 13, 14 и других зон в этом же направлении. Среди кристаллов кубического, куборомбододекаэдрического, тетрагексаэдрического габитуса присутствуют индивиды I, II, III, IV разновидностей. В группе алмазов IV разновидности отмечаются 15% кристаллов типа 1, 36% - типа 3, 32% - типа 4, 9% - типа 13, 4% - типа 14, а для индивидов I разновидности — типа 1 - 6%, типа 3 - 69%, типа 4 - 1%, типа 13 - 12%, типа 14 - 4%, т.е. объяснимые физическими свойствами этих разновидностей соотношения. Ответственными за повышенные доли алмазов типов 1 и 4 в группе габитуса куб, куборомбододекаэдр, тетрагексаэдр являются кристаллы IV разновидности. Единичные кристаллы других разновидностей не оказывают существенного влияния на содержания этих типов.

С увеличением классов крупности обнаруживается тенденция увеличения количества кристаллов с однородной желто-зелёной, сине-голубой и уменьшения содержания алмазов с однородной розово-сиреневой фотолюминесценцией, а также возрастанием числа индивидов типа 14 (желто-зелёное ядро и несветящаяся оболочка). В классах -1+0,5 и -4+2 мм несколько повышены количества кристаллов без видимого свечения в УФ-лучах, а для типа 13 повышенные значения наблюдаются в классах -0,5 +0,2 и -4+2 мм.

Сравнительный анализ распределений алмазов из различных петрографических разновидностей пород показывает, что среди кристаллов из автолитовой кимберлитовой брекчии (по сравнению с остальными разновидностями), относительно повышено содержание кристаллов типов 1, 2 и понижено количество индивидов типа 3. Имеется также тенденция увеличения типа 14, и уменьшения типа 13 в ряду кимберлитовая брекчия → порфиновый кимберлит→автолитовая кимберлитовая брекчия. Ввиду незначительности отличий содержаний конкретных типов внутреннего строения в различных петрографических разновидностях кимберлитов, надежное распознавание выборок из них практически невозможно.

Таким образом, трубка Ботуобинская характеризуется резким преобладанием в выборке кристаллов типа 3 над всеми остальными. Тенденции в изменении содержания типов внутреннего строения в ряду кимберлитовая брекчия→порфиновый кимберлит→автолитовая кимберлитовая брекчия имеют статистический характер и могут не наблюдаться в других конкретных выборках. С увеличением класса крупности наблюдается незначительное возрастание доли типов 1 и 2 и уменьшение типа 3.

В целом, изучение внутреннего строения алмазов тр. Нюрбинская и Ботуобинская методом лазерной томографии показало идентичность их параметров. Отмечается преобладание кристаллов с однородной розово-сиреневой люминесценцией при низком количестве индивидов с сине-голубым свечением. Это говорит о том, что наибольшее число кристаллов зарождалось на третьем этапе. В трубке Ботуобинская существенно выше содержание кристаллов с однородным распределением свечения.

Таким образом, выявленные в результате проведенных исследований отличия типоморфных особенностей алмазов из этих кимберлитовых тел позволят повысить эффективность прогнозно-поисковых работ в Среднемархинском алмазоносном районе.

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОНОСНОЙ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГЕРАНСКОГО МАССИВА АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

С.В. Савчук

Научный руководитель доцент С.Г. Парада

Ростовский государственный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Основной задачей исследования являлось: изучить типоморфные свойства пирротина из зон платиноидоносной вкрапленной сульфидной минерализации Геранского анортозитового массива с целью выявления условий формирования оруденения и минералогических поисковых признаков. Каменный материал для исследования отобран лично автором в процессе проведения полевых работ во время прохождения производственной практики.

В пределах Геранского массива автономных анортозитов (хребет Джугджур) комплексом геологических, геохимических и геофизических методов выявлены ореолы сульфидизации шириной от 10 до 100 м. Они отмечаются на значительной площади и объединяются в зону северо-западного простирания. По результатам штучного опробования сульфидизированные породы содержат в повышенных количествах: медь, никель, кобальт, платину, палладий, осмий, иридий, серебро и золото.

Форма выделения сульфидов вкрапленная, гнездовая, прожилковая. Местами обнаруживаются небольшие линзы массивных руд и шпироподобные выделения густовкрапленных руд. В пределах участков сульфидизации отмечаются вторичные нерудные минералы, в том числе хлорит, эпидот, карбонат, прожилки кварца. Содержание сульфидов в зоне от единичных зерен до 1-2%, а в отдельных участках достигает 5%. Главным рудным минералом является пирротин. Он выделяется в виде вкрапленников, форма которых определяется конфигурацией межзерновых промежутков. В меньших количествах распространены халькопирит и пентландит. Все три минерала образуют устойчивую парагенетическую ассоциацию.

Проведенное нами микроскопическое изучение руд позволило установить, что перечисленные минералы представляют собой продукты распада твердых растворов. Для пирротина характерны полисинтетические двойники. Пентландит развивается по периферии зерен пирротина и по трещинкам в нем в форме пламевидных выделений. Такие выделения отмечаются везде, где есть хотя бы малейшие дефекты в пирротине. Халькопирит развит в пирротине в форме сильно вытянутых прямоугольников с ровными четкими границами. В скрещенных николях в нем наблюдаются полисинтетические двойники и блоковое строение, свидетельствующее о наложенных деформациях. Все это в совокупности свидетельствует о распаде твердого раствора в условиях тектонических деформаций. В некоторых случаях отмечается повсеместное избирательное метасоматическое замещение пирротинно железистого силиката. Возможно, что в этом случае пирротин представлен поздней генерацией. В данной ассоциации устанавливается следующая последовательность выделения минералов: пирротин – халькопирит – пентландит.

Более поздняя ассоциация сульфидов представлена сфалеритом, халькопиритом-2, пиритом и пирротин-2. Сфалерит выделяется в форме относительно изометричных зерен, включенных в халькопирит. Сам сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита. При этом отмечается зональность в распределении халькопирита. Ближе к краю зерен сфалерита - эмульсия халькопирита мелкая и густая. К центральной части зерен размер выделений халькопирита увеличивается, а их количество уменьшается. Все это свидетельствует о достаточно быстром «остывании» твердого раствора, образовавшегося, согласно минералогического термометра при температурах 550-470°C (Рамдор, 1962). Пирит образует метакристаллы с ситовидным строением и признаками внутренней зональности, часто замещает нерудные минералы по кристаллографическим направлениям, что в совокупности свидетельствует о его метасоматическом образовании (Исаенко, 1986). В халькопирите наблюдаются поздние прожилки нерудного минерала, при этом они окаймляются мелкозернистым ковеллином. В этой ассоциации пирит является самым поздним сульфидом. Кроме перечисленных сульфидов нами обнаружены единичные зерна айкинита (минерал висмута), штротейрита (AgCuS) и лаутита (CuAsS).

Из оксидных минералов в сульфидно-вкрапленных рудах выявлены ильменит и титаномагнетит. Ильменит постоянно присутствует в сульфидно-вкрапленных зонах, где выделяется в форме мелких пластинок, насыщающих плагиоклазы и ориентированных параллельно друг другу и плоскостям двойникования в плагиоклазах. Титаномагнетит отмечается очень редко в качестве реликтовых зерен округлой (каплевидной) формы в нерудных минералах.

Кроме изучения шлифов, нами проведены специальные исследования типоморфных свойств пирротина, как наиболее распространенного минерала сульфидно-вкрапленных зон. В монофракциях пирротинов определены наиболее распространенные элементы-примеси, включая элементы платиновой группы (ЭПГ). Из ЭПГ были выявлены осмий (1-10 г/т), иридий (1-10 г/т) и палладий (1-18 г/т). Содержание платины меньше 1 г/т, а золото вообще не обнаружено. Серебро отмечается в двух пробах пирротина в количестве 30 и 50 г/т, медь – от 0,3% и выше. Преобладание палладия, осмия и иридия среди ЭПГ и незначительные содержания платины, свидетельствуют о привносе ЭПГ в пентландит-халькопирит-пирротиновые руды высокотемпературными газо-водными растворами (Рудашевский, 1984).

В соответствии с известными исследованиями (Цамбел, Ярковский, 1972) содержания Ni и Co и их отношение в изучаемых пирротинах свидетельствуют об образовании минерала из глубинно-гидротермальных растворов. От ликвационных магматических пирротинов они отличаются на порядок меньшими концентрациями указанных элементов.

По результатам термического анализа пирротинов наблюдаются два экзотермических эффекта: первый - при температуре 130-150°C, свидетельствующий о наличии λ -фазы гексагонального пирротина, пересыщенного нестехиометрической серой, и обусловленный сублимацией избыточной серы из дефектов кристаллической решетки минерала при нагревании пробы в вакууме; второй - при температуре 305-315°C, фиксирующий α - β переход и свидетельствующий о присутствии моноклинного пирротина.

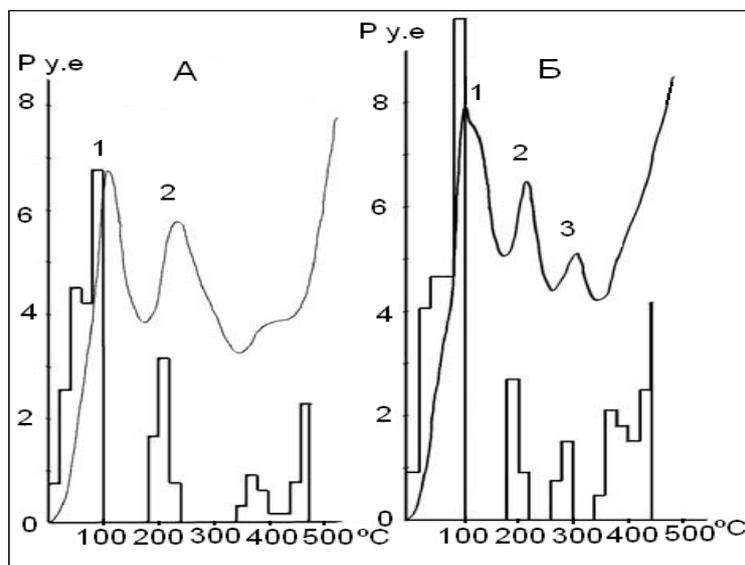


Рис. Типовые декриптограммы пирротинов с преобладанием гексагональной (А) и моноклинной (Б) модификаций: 1-3 – пики газовыделения, обусловленные присутствием α -пирротина (1), λ -пирротина (2) и β -пирротина (3)

влаги. Второй интервал газовой выделения (160-240°C) обусловлен сбросом нестехиометрической серы (Рылов, Савин, Жамгоцев, Ведринская, 1984). По его интенсивности можно судить о количестве моноклинного пирротина в изучаемых образцах. Следующий интервал газовой выделения (320-400°C) обусловлен полиморфным превращением моноклинной модификации пирротина в гексагональную модификацию. Полимодальное газовойделение в интервале 350-600°C соответствует последовательному термическому разложению α , λ и β -пирротина, в соответствии с возрастанием температуры.

Таким образом, изучаемые пирротины представляют собой твердый раствор гексагональных α - и λ -пирротинов и моноклинного β -пирротина в различных соотношениях. Среди них выделяются минералы с преобладанием или гексагональной или моноклинной модификации.

Пирротины с преобладанием моноклинной модификации обеднены элементами-примесями. Содержания Ni и Co в них составляют 0,02-0,03% и 0,0001-0,0013%, соответственно; отношение Ni/Co больше 23. Из ЭПГ обнаружены только Os (0,00065-0,001%) и Ir (менее 0,0001%). Пирротины с преобладанием гексагональной модификации более обогащены ЭП, в том числе ЭПГ. Они содержат Co (0,02-0,04%), Ni (0,03-0,04%), Cu (от 0,3 до 3% и более). Кроме Os (0,0002-0,0005%) и Ir (0,0002-0,0004%) они, в отличие от β -пирротинов, содержат еще Pd (0,0004-0,0018%) и Ag (0,003-0,005%).

Таким образом, образование сульфидно-вкрапленных руд произошло после расслоения и кристаллизации магмы за счет возгонки рудных элементов из донной части расслоенного магматического комплекса в верхнюю ее часть, представленную раскристаллизованными анортозитами. Рудные минералы заполняли пустоты между зернами плагиоклаза и замещали железосодержащие силикаты при температуре 550-470°C. Последующее снижение температуры массива привело к конденсации флюидной фазы и появлению относительно низкотемпературных гидротермальных растворов, из которых отлагались более поздние рудные минералы и, вероятно МПГ.

Литература

- Исаенко М.П., Боришанская С.С., Афанасьева Е.Л. Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. – М.: Недра, 1986. – 162 с.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М.: Изд-во иностр. лит., 1962. – 1132 с.
- Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере. // ЗВМО, 1984. – в.5. – С. 43-51.
- Рылов В.Г., Савин С.В., Жамгоцев О.С., Ведринская Н.С. Состав, морфологические особенности и условия образования пирротина рудных формаций Горного Дагестана. // Вопросы прикладной минералогии. – Ростов н/Д: Из-во РГУ, 1984. – С. 82-92.
- Цамбел Б., Ярковский Я. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов. // Распространенность элементов в земной коре: Сб. трудов научной конф. – М.: Мир, 1972. – С. 76-93.

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СВЯЗЬ УРАНА И ТОРИЯ ВО ВСЕХ ВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «БОЛЬШОЙ КАНИМАНСУР» (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Н
а
вакуумн
ых
декрипто
граммах
исследуе
мых
пирротин
ов
(рис.)
фиксиру
ется
низкотем
пературн
ый пик
газовыде
ления
(до
100°C),
связанны
й с
отделени
ем
адсорбир
ованной

М.Б. Самиев

Научный руководитель профессор А.Р. Файзиев
Институт геологии Национальной Академии Наук Республики Таджикистан

Месторождение Большой Канмансур приурочено к Адрасманской мульде проседания в строении которой участвуют вулканогенно-осадочные породы C_2-P_1 возраста. С востока они перекрыты песчано-глинистыми отложениями саттарской толщи (P_2-T_1) и континентальными прибрежноморскими и лагунными отложениями K_2-Pg_2 . По содержанию полезного ископаемого месторождение является свинцово-полиметаллическим. Объектом исследований послужили вмещающие породы, большую часть которых составляют кислые вулканы.

С целью изучения коэффициента линейной корреляции между ураном и торием во вмещающих породах отобрано около 1000 проб по горизонту 1305 м. шахты №8. Статистическая оценка между намеченными элементами показала их слабую взаимосвязь. Поскольку на площади месторождения неизменные разности пород практически не встречаются, при рассмотрении, в зависимости от степени изменения, они условно разделены на слабоизмененные, измененные и сильноизмененные.

В наиболее древних породах горизонта, представленных в виде лав и лавобрекчий трахидацитолитаритов тарыэканской толщи (C_3tr) в их измененных разностях, наблюдалась положительная U-Th взаимосвязь (0,275), а в слабоизмененных связь ослабевала и становилась отрицательной (-0,168).

В слабоизмененных фельзолитаритах сферолитовой толщи (C_3sf) парная взаимосвязь u-Th наиболее сильная (0,52) по отношению к измененным фельзит-порфирам (0,051) и сильноизмененным сферолит-порфирам (0,0132).

В вулканитах тавакской толщи (P_1tv) по нижнему горизонту (P_1tv_2) в слабоизмененных литаритах намечена положительная (0,11) но слабая взаимосвязь. В измененных литаритах и сферолит-порфирах между элементами взаимосвязь ослаблена и переходит в отрицательную (-0,051). С возрастанием содержания тория количество урана уменьшается. В сильно измененных безвитрифицированных вулканитах их взаимозависимость положительная и увеличивается до (0,164). По верхнему горизонту тавакской толщи (P_1tv_3) в слабоизмененных аналогах трахитов (0,31) и в измененных сферолит-порфирах (0,096) коэффициент линейной корреляции увеличивается в положительную сторону, т.е. с увеличением содержания урана содержание тория также возрастает.

Изучение связи между элементами в среде их миграции зависит от природы вмещающих пород. Этот признак можно использовать при оценке количества полезного ископаемого и возможности использования вмещающих пород для попутной добычи полезных компонентов.

Литература

1. Виноградов А.П. Геохимия. – М., 1962. - 7. - С. 555-564.
2. Лутков В.С., Могаровский В.В., Файзиев А.Р. // Тр. ин-та геологии. – Душанбе, 2003. – в.2. - С. 92-110.
3. Далимов Т.Н. Кислый вулканизм складчатых областей. – Ташкент: Изд-во Фан, 1981. - 295 с.
4. Файзиев А.Р. Самиев М.Б. // Доклады АНРТ. – Душанбе, 2003. – т.15. – в. 7-8. - С. 66-79.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПООЗЕРСКИХ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БЕЛАРУСИ

Е.В. Селиванова

Научный руководитель Л.В. Штефан
Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь

Данная работа посвящена исследованию северо-западной территории Беларуси, которая во время поозёрского оледенения оказалась в периферической части ледникового покрова и в его перигляциальной зоне. В ней отражается необходимость решения кардинальных проблем четвертичной геологии. Основная цель – изучение антропогенных отложений рельефа северо-запада Беларуси. Основными задачами данной работы являются: решения проблем рельефообразующей деятельности последнего оледенения, выявление которых невозможно без рассмотрения краевых комплексов; изучение петрографического и минералогического составов поозёрской морены (гравия и гальки в особенности), их формы, размеров и ориентировки; выявление руководящих форм и границ их конусов рассеивания; уточнение центров оледенения и путей движения ледников; выяснение значения руководящих валунов для стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Беларуси. Следует также отметить, что развертывание крупномасштабного геологического картирования с поисками и прогнозированием полезных ископаемых требует более точного установления особенностей расположения и строения предельных поозёрских форм и отложений.

Для решения данных задач были изучены четвертичные отложения северо-западной части Беларуси: песчано-гравийно-галечный материал и данные бурения. Рассмотрены карты движения и распространения ледников, воздействовавших на данную территорию, их основные сектора и потоки. Дана петрографическая и минералогическая характеристики поозёрской морены.

Поозёрский ледник покрывал лишь северную часть Беларуси, примерно соответствующую области Белорусского Поозерья. Однако комплекс водно-ледниковых и перигляциальных образований этого времени распространён значительно шире.

Отложения поозёрского ледника, благодаря приповерхностному залеганию и многочисленным выходам на земную поверхность, изучены лучше отложений более древних ледниковых горизонтов, поэтому закономерности их формирования могут служить своеобразной моделью для понимания этапности развития всех плейстоценовых оледенений.

Отложения поозёрского времени накапливались в течение трёх неравных по своей продолжительности этапов: а) периода разрастания ледникового покрова до достижения им своего максимума; б) времени пребывания ледника на

территории Беларуси; в) периода деградации ледника и отступления его за пределы территории Беларуси (Махнач, Гарецкий, 2001).

Областями питания последнего ледникового покрова территории Беларуси служила Феноскандинавия (Скандинавский, Кольский полуострова, котловина Балтийского моря). Данные о ледниковом разномсе валунов позволяют выделить сектора, обеспечивающие питание отдельных или одновременно нескольких ледниковых потоков. На территории Белорусского Поозерья был распространен Шведско–Финско–Карельский ледниковый поток.

Таким образом, сложно построенные возвышенности основных ледораздельных зон сначала формировались в условиях последней аккумуляции, затем, в начале регрессии ледникового покрова, возникла внутрiledниковая аккумуляция в образовавшихся трещинах. В условиях деградации ледникового покрова в ледораздельных зонах происходили неоднократные надвигания и отступления льдов, а позднее решающую роль стала играть аккумуляция по периферии возвышенностей.

На протяжении всего среднепоозёрского мегаинтерстадиала в долинах рек шло накопление перигляциального аллювия усвяжской свиты, который за пределами максимального распространения ледника участвует в строении верхней поозерской террасы. В пределах же территорий, покрывавшихся льдами, эта свита не получила полного развития, и ее верхнюю часть надстраивают озерно-ледниковые и перигляциальные образования, к которым обычно приурочены находки ледниковых арктических флор и фаун.

Моренные отложения поозёрского горизонта развиты в северной Беларуси и относятся к образованиям последней, максимальной стадии оледенения. Граница предельного распространения ледникового покрова проходит вдоль северных склонов Гродненской возвышенности, южнее д. Озерцы западнее г.п. Острына, вдоль северо–западного края Лидской равнины и западнее г.п. Радунь уходит на территорию Литвы. В пределах Белорусского Поозерья граница прослеживается западнее г.п. Свирь, севернее г. Вилейка, г.п. Кривичи, у д. Крулевщина, г.п. Подсвилье, западнее г.п. Ушачи, г. Лепель, восточнее г.п. Холопеничи, у г. Сенно, Городок и др., севернее г. Орша и Дубровно. Значительные по площади участки моренных равнин выделяются в районах гг. Поставы, Глубокое, Чашники, Сенно. Размыты моренные отложения в долинах Вилии, Зап. Двины и их притоков, частично в пределах Суражской и Полоцкой низин. Залегает морена на сожско–поозёрских, сожских, муравинских отложениях или девонских породах, перекрытых поозёрскими водно–ледниковыми комплексами или современными осадками.

Поозёрским ледником, на различных этапах его деградации, были сформированы краевые образования на западе Беларуси (у г.п. Сопоткин, д. Озеры, г.п. Острына) и в пределах Поозерья (Свирская и Свенцянские гряды, Ушачская, Витебская, Городокская и Браславская возвышенности и другие). Абсолютные высоты этих образований достигают 210 – 296 м над уровнем моря. К ним примыкают поверхности, сложенные основной мореной, с абсолютными высотами 150 – 200 м.

Мощность поозёрской морены изменяется от 5 – 2 до 70 м, составляя в среднем 10 – 15 м. Максимальные мощности приурочены к конечно–моренным возвышенностям и ледниковым ложбинам.

Помимо отложений ледникового комплекса в позднепоозёрское время в приледниковой и во внеледниковой зонах, накапливались преимущественно аллювиальные, озерно–аллювиальные, лёссовидные и песчаные эоловые толщи.

В Поозёрском литогляциорегионе по взаимодействию ледниковых потоков трех центров оледенения и местных подстилающих пород в прелелах Полоцкой погребной низины и Оршанско–Витебской погребной наклонной равнины выделено три литопровинции: Браславско–Свинтянская, Полоцкая и Городокско–Витебская.

Браславско–Свинтянская провинция находится в радиусе действия Дисненского (Балтийского) ледникового потока, поставляющего эратический материал из районов Северной и Центральной Швеции со дна Балтийского моря, Аландских островов, а также материала, частично обогатившегося материалом Финской питающей провинции. Местными породами, оказавшими влияние на формирование морен, являются терригенные толщи среднего девона (наровский и староосольский горизонты), представленные преимущественно песчано–глинистыми, алевритовыми и алеврито–глинистыми отложениями слюдисто–полевошпатово–кварцевого состава с характерными аутигенными минералами (сидерит, пирит, гидроокислы железа, в меньшей степени доломит, фосфаты, глауконит). На территории исследуемого региона по данным бурения, построен профиль отложений вдоль западного берега озера Нарочь.

Ведущей ассоциацией среди акцессорных минералов местных пород является циркон, гранат и ильменит. В глинистом веществе морен преобладает каолинит–гидролюдистый состав с небольшой примесью хлорита.

Полоцкая провинция располагается в радиусе влияния Полоцко–Березинского (Финского) ледникового потока меридионального направления движения и занимает центральную часть погребенной Полоцкой низины. Она имеет экзотический материал морен из южной Финляндии и дна Финского залива и местный - староосольского горизонта среднего девона, представленного терригенной некарбонатной толщей песчано–глинистых отложений с аутигенной минерализацией (гидроокислы железа, сидерит, пирит) и с ведущей турмалин–гранат–цирконовой ассоциацией тяжелых минералов.

Гордокско–Витебская литопровинция выделяется своей приуроченностью к Оршанско–Витебской погребенной наклонной равнине, сложенной карбонатными породами верхнего девона, представленными преимущественно доломитами, реже известняками и глинами. Для них характерно содержание кремнистых конкреций, фосфатного минералообразования. В экзотическом материале присутствуют, кроме пород Финской питающей провинции, представители пород Ладожской провинции (ладожские рапакиви–граниты), позволяющее предполагать влияние Ладожского ледникового потока, имевшего юго–западное направление движения по отношению к центру Беларуси (Астапова, 1993).

Проводился петрографический анализ гравийно–галечных фракций рельефообразующих морен в пределах участков, расположенных по обе стороны конечных морен проблематичного краевого комплекса. Пробы отбирались в карьерах, придорожных и береговых склонах, ниже почвы. Определялся петрографический состав обломков фракций 30 - 10, 10 - 7 и 7 - 5 мм (не менее 300 штук в каждой части).

Для рельефообразующих на территории лопастей ледниковых отложений, как и для более древней морены, характерны руководящие гравийно–галечные обломки аландского кварцевого порфира, гранита, балтийского красного кварцевого порфира и другие породы средней части дна Балтийского моря. Петрографический состав гравийно–галечных фракций моренных отложений северо–западной части Беларуси и юго–восточной Литвы.

Аллювиальные отложения представлены жёлтыми, серовато-жёлтыми, мелкозернистыми прослоями супесей, линзами песчано-гравийного материала (русовая фация), и линзами тонких супесей, илов, гиттий. Мощность аллювия до 12 – 18 м. Представлена морена валунными супесями и суглинками красно-бурыми, бурыми или жёлтовато-бурыми, с гнёздами и прослоями песка разнозернистого, глинистого, с гравием и галькой. Конечные морены сложены супесями и суглинками, насыщенными гравийным и галечно-валунным материалом, разнозернистыми песками, чередующимися с песчано-гравийным материалом, в различной степени глинизированным и сортированным, иногда с отторженцами дочетвертичных пород. Отложения разбиты на отдельные пачки и блоки, перевёрнуты или смещены по линиям разрывов.

Поозёрские надморенные водно-ледниковые отложения сформированы отступающим ледником. Значительная роль в этом комплексе принадлежит флювиогляциальным образованиям.

Озовые гряды сложены чаще всего слоистыми песками с галечниками и валунами.

Данная работа заключалась в исследовании северо-западной части территории Беларуси, которая во время поозёрского оледенения оказалась в периферической части ледникового покрова и в его перигляциальной зоне.

В работе рассмотрены вопросы четвертичной геологии, особенности геоморфологии северо-запада Беларуси. Изучен минералогический состав ледниковых валунов поозёрской морены. Выяснена территория распространения последнего оледенения. Уточнены центры оледенения и пути движения ледников, значение руководящих валунов для стратиграфии четвертичных отложений Беларуси. Рассмотрены карты движения и распространения ледников, воздействовавших на данную территорию, их основные сектора и потоки.

На конкретном примере выявлены литологические критерии, позволяющие расчленять разновозрастные морены и, тем самым, доказывающиеся возможность их литологической корреляции. Освещены вопросы литолого-палеогеографического районирования ледниковых отложений северо-запада Беларуси. Дается краткое описание Браславо-Свентянской, Полоцкой, Ошмянской, Нарачано-Вилейской литопровинциям.

Литература

1. Астапова С.Д. Литолого-палеогеографическое районирование ледниковых отложений Беларуси. // Доклады НАНБ, 1993. – т.37. – №4. – С. 105–108.
2. Геология Беларуси. / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др. – Мн.: ИГН НАНБ, 2001. – 815 с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ЗОН МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХУЖИР (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.В. Сивяков

**Научный руководитель профессор А.С. Мехоношин
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия**

Месторождение Хужир находится на юго-восточном фланге Ия-Урдо-Окинской золотополиметаллической зоны, входящей в состав Хамсаринской структурно-формационной зоны (СФЗ) вдоль Жомболокского глубинного разлома.

Оно расположено в западной части Сайлагского массива гранодиоритов, в верховьях реки Ехе-Саган-Сайр и состоит из серии параллельных золотоносных зон.

Рудные зоны представляют собой полосы метасоматически изменённых гранодиоритов, протяжённостью более 500 метров и мощностью первые десятки метров, выделяемые по промышленным концентрациям золота. Они насыщены золотоносными кварцевыми жилами и кварц-сульфидными прожилками. Метасоматические образования в пределах рудных зон представлены березитами и в разной степени березитизированными гранодиоритами. Участки интенсивной березитизации сопровождаются кварц-сульфидным прожилкованием.

Руды локализованы в березитах, березитизированных гранодиоритах и в кварц-карбонатных жилах. Основные рудные минералы: золото, пирит, магнетит, гематит, лимонит.

Исследовалась серия образцов, отобранных вкрест простираения рудного тела. Контакт между гранитами и кварцевыми жилами характеризуется процессом березитизации, который наиболее интенсивно выражен в непосредственной близости от кварцевой жилы.

Жила сложена крупнозернистым кварцем двух генераций и редкими крупными обособлениями карбоната. По контакту крупных зерен кварца первой генерации интенсивно развиты более мелкие зерна кварца второй генерации и выделения серицита и хлорита. Хлорит обнаружен как в межзерновом пространстве кварца второй генерации так и внутри крупных зерен кварца первой генерации, образуя своеобразные "змеевидные" цепочки, иногда в сростании со шпинелью. Здесь же встречаются редкие зерна сфена.

По обе стороны от кварцевой жилы развита околожильная оторочка березитов. Она представлена крайне интенсивно серицитизированными гранодиоритами, плагиоклаз-калишпат-кварцевого состава. Серицит развивается по калишпату и плагиоклазу. Последний, по углу погасания двойников, определяется как олигоклаз, в котором наблюдается зональность: от центра к периферии увеличивается количество альбитовой составляющей. В межзерновых трещинах и трещинах катаклаза серицит переходит в более крупные зерна, диагностирующиеся как мусковит. Рудная минерализация приурочена к мусковиту, в меньшей степени к серициту.

Само рудное тело представляет собой интенсивно березитизированные гранодиориты с многочисленными кварцево-жильными телами, несущими рудную минерализацию в виде вкрапленности пирита и самородного золота.

Золото в березитизированных гранодиоритах в основном гипидиоморфное, реже идиоморфное (кубические кристаллы), ксеноморфные выделения каплевидной формы характерны для кварцевой жилы. В березитах оно размещается в зернах серицита и в межзерновых трещинах кварца, что указывает на непосредственную связь с гидротермальным процессом. В кварц-кальцитовых прожилках золото связано с карбонатом. Размер отдельных зерен колеблется от "рудной пыли" до 0,15 мм. Крупные выделения характерны для прожилков и жил, в то время как мелкие

встречаются в березитах и гранодиоритах. Минимальные содержания отмечены в кварцевой жиле (6 г/т), максимальные - в березитах из околожильной оторочки (11 г/т).

Пирит гипидиоморфный: некоторые грани сохранились, но частично были разрушены остаточными растворами. Идиоморфные зерна встречается реже. Гипидиоморфный и идиоморфный пирит находятся в межзерновых трещинах кварца и, вместе с серицитом, в трещинах катаклаза. В сериците пирит расположен как в межзерновых трещинах, так и в самих зернах. Ксеноморфный каплевидный пирит наблюдается внутри зерен кварца. Это не позволило ему образовать кристаллическую форму. В кварц-карбонатном прожилке он не встречен. Размер отдельных зерен пирита достигает 0,7 мм. Максимальное количество пирита наблюдается в березитах из околожильной оторочки; минимальное - в березитизированных гранодиоритах (где он почти полностью замещен). В кварцевой жиле основная масса пирита была замещена лимонитом (по периферии зерен "лимонитовая рубашка") и сидеритом (с сохранением кубической структуры). В околожильных березитах замещение носит частичный характер. Образование сидерита связано с последней низкотемпературной стадией гидротермального процесса.

Лимонит представлен псевдоморфозами по пириту и сидериту. В результате выщелачивания образуются растащенные зерна (форма "щепки"). Содержания: минимальные в кварцевой жиле, максимальные в березитах из околожильной оторочки (со стороны серицитизированных гранодиоритов).

Гематит образовался по магнетиту в результате гидротермального процесса.

Магнетит имеет магматогенное происхождение и является породообразующим для гранодиоритов.

Из акцессорных рудных минералов встречаются редковкрапленные зерна рутила.

Относительно стадий рудообразования можно предположить следующие: в начале гидротермального процесса из раствора кристаллизовались кварц и карбонаты. Под действием гидротермальных растворов в гранодиоритах произошло замещение калишпатов серицитом. Одновременно с этим процессом, заполняя пространство трещин катаклаза в кварце, происходило рудоотложение, в виде скоплений пирита и золота. Последующая стадия связана с еще более остывшим раствором, из которого выделились каплевидные ксеноморфные зерна пирита и золота внутри зерен кварца и в межзерновом пространстве. В конце рудообразования под действием остывших, обедненных растворов по пириту и магнетиту развивались гематит и сидерит. В экзогенных условиях железорудные минералы были частично замещены лимонитом.

Таким образом, изученные руды имеют гидротермальный среднетемпературный генезис и относятся к кварц-золоторудной формации.

УЛЬТРАЗВУКОВАЯ ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ПРОЦЕССА КИСЛОТНОГО РАЗЛОЖЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ, СОДЕРЖАЩИХ БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Н.М. Смитюк, Э.Г. Ковырева

Научный руководитель профессор Ф.А. Чмиленко

Днепропетровский национальный университет, г. Днепропетровск, Украина

Перспективность развития золотодобывающей и перерабатывающей промышленности во многом зависит от аналитического обеспечения всех этапов переработки. При выборе метода анализа необходимо учитывать специфичность месторождений: содержание в породах благородных металлов, разнообразие форм их нахождения, наличие других элементов и комплексообразующих групп, которые могут связывать анализируемые металлы в нерастворимые соединения или выступать в качестве «катализатора», способствующего сорбции на фильтре или не растворившемся осадке, приводит в совокупности к занижению или завышению результатов.

Применение атомно-абсорбционного анализа в этой связи имеет ряд преимуществ: метод селективен, чувствителен, обладает высокой воспроизводимостью результатов, анализ можно проводить из различных жидких фаз как органического, так и неорганического состава.

Ввиду того, что горные породы крайне неоднородны по вещественному составу, значительное влияние на аналитический сигнал оказывают сопутствующие элементы. Наличие избытка силикатов или серы в образцах влияет на процесс разложения проб и получения аналитического сигнала. Зачастую требуется специальная подготовка проб, как перед процессом вскрытия навесок, так и при получении аналитического сигнала. Предварительный длительный отжиг проб позволяет удалить серу из анализируемых образцов, а концентрирование перед определением элементов - усилить аналитический сигнал и устранить мешающее влияние сопутствующих элементов.

В качестве объектов анализа были выбраны сульфидные медно-никелевые концентраты (2487 и 2488), а также сульфидно-кварцевый концентрат (К-25/1). Одним из распространенных методов разложения геологических образцов является кипячение с кислотами. Присутствие в пробе силикатов влечет за собой занижение результатов анализа, так как благородные металлы могут находиться в них в виде вкраплений, разрушение которых действием минеральных кислот не всегда возможно. Поэтому для сульфидно-кварцевых образцов лучше разложение проб проводить в присутствии фтористоводородной кислоты либо при высоких давлениях, что не всегда возможно и приводит к усложнению аналитического процесса.

Для анализа влияния сульфидных и сульфидно-кварцевых руд на содержание благородных металлов сведения о применении ультразвука на стадии пробоподготовки с целью интенсификации не найдены.

Впервые исследовано влияние параметров ультразвука (частоты, интенсивности) и продолжительности обработки, использованного на стадии пробоподготовки образцов К-25/1, 2488 и 2487 при атомно-абсорбционном определении золота, серебра и палладия. Ультразвуковую обработку проводили с помощью ультразвуковых диспергаторов УЗДН-1 и УЗДН-1М, позволяющих изменять интенсивность ультразвука в интервале 1,48-14,2 Вт/см², частоту - 18-47 кГц. Время воздействия варьировалось от 1 до 15 мин. В качестве растворителей использовали смесь соляной и азотной кислот (3:1) («царская водка» - ЦВ) как концентрированные, так и разбавленные водой в соотношении 1:1; 1:2 и 1:3. Пробы, прошедшие ультразвуковую обработку, упаривали досуха, остаток растворяли в 1,0

М НСI. Результаты определения благородных металлов в сульфидно-кварцевом К 25/1 и сульфидных медно-никелевых концентратах 2488 и 2487 представлены величиной степени извлечения ($W_{эл}$), рассчитанной по формуле

$$W_{эл} = \frac{C_{опр}}{C_{кисл}} \cdot 100\%,$$

где $C_{опр}$ – концентрация элемента в анализируемом растворе с учетом начальной концентрации элемента, вычисленная по формуле $C=Ct-C_0$, г/т, Ct – выход элемента в раствор при ультразвуковом разложении пробы, C_0 – начальная концентрация элементов за время предварительной подготовки пробы (смешивание навески образца с растворителем и подготовка ультразвукового диспергатора), $C_{кисл}$ – выход элемента в раствор при кислотном разложении геологического образца.

Результаты атомно-абсорбционного определения благородных металлов во всех анализируемых образцах показал, что на процесс извлечения элементов в раствор влияет как продолжительность УЗ обработки, так и природа используемого растворителя и самого определяемого элемента. Вероятно, каждый элемент в данном растворителе может растворяться до определенной степени. Поэтому было целесообразно определить максимальную степень выхода элементов в данные растворители.

Вид кривых зависимости степени извлечения элементов в растворитель от времени воздействия ультразвука позволил предположить, что скорость растворения элементов будет определяться уравнением

$$\frac{dW}{dt} = k_s(W_s - W_t)$$

где k_s – условная константа скорости растворения элементов в данном растворителе; W_s – максимально возможная степень извлечения элемента в этот растворитель; W_t – степень извлечения элемента при обработке ультразвуком в присутствии выбранного растворителя в течение t мин. Были рассчитаны значения k_s и W_s для Ag, Au и Pd во всех использованных растворителях (табл. 1 и 2).

Анализ результатов показал, что при использовании ультразвука на стадии пробоподготовки условная константа скорости растворения металлов k_s зависит от природы анализируемого образца: константы скорости растворения серебра и золота для образца К-25/1 выше, чем аналогичные для образцов 2487 и 2488. Максимальная степень извлечения элементов зависит от концентрации выбранного растворителя. Для достижения максимальной степени извлечения элемента в растворы ЦВ различного разбавления необходимо различное время УЗ воздействия, и результаты практически не изменяются и близки к W_s при 15 мин обработке УЗ. В дальнейшем изучение влияния остальных параметров УЗ проводилось с учетом выбранного оптимального времени воздействия.

Таблица 1

Максимальная степень извлечения элементов из концентрата К-25/1 в растворы при обработке ультразвуком ($t=1-15$ мин, $f=22$ кГц, $I=3,28$ Вт/см²) и условные константы растворения k_s

Растворитель	Ag		Au	
	$w_s, \%$	k_s	$W_s, \%$	k_s
ЦВк	43,98	0,84	67,43	0,84
ЦВ (1:1)	78,18	0,21	65,62	0,70
ЦВ (1:2)	61,20	0,64	53,07	1,84
ЦВ (1:3)	42,60	0,76	53,84	1,41

Таблица 2

Максимальная степень извлечения элементов из концентратов 2487 и 2488 в раствор ЦВк при обработке ультразвуком ($t=1-15$ мин, $f=22$ кГц, $I=3,28$ Вт/см²) и условные константы скорости растворения k_s

Проба	Ag		Au		Pd	
	$W_s, \%$	k_s	$W_s, \%$	k_s	$W_s, \%$	k_s
2487	45,11	0,28	89,11	0,16	60,92	0,29
2488	60,92	0,67	80,78	0,55	75,75	0,48

При использовании ультразвука для разложения концентрата 2487 с последующим кипячением в царской водке результаты определения были ниже, чем при кислотном разложении. Поэтому рассмотрены схемы вскрытия геологических образцов ультразвуковым воздействием с последующим неоднократным кипячением как с «царской водкой», так и со смесью плавиковой и азотной кислот. На первой стадии разложения анализируемую навеску заливали 10 мл ЦВк и кипятили до полного выпаривания растворителя, далее добавляли новую порцию растворителя (10 мл ЦВк) и смесь обрабатывали ультразвуком 5 мин с интенсивностью 3,28 Вт/см² и частотой 22 кГц, после чего раствор отфильтровывали в мерную колбу. При фильтровании следили за тем, чтобы остатки неразложившейся навески образца не попадали на фильтр. После этого к пробе приливали очередную новую порцию растворителя (10 мл ЦВк) и повторяли обработку ультразвуком и фильтрование раствора. В некоторых схемах предусматривалась трехкратная УЗ обработка анализируемой навески. После УЗ стадии разложения остаток геологического образца заливали 10 мл фтористоводородной кислоты или раствором ЦВк и кипятили до полного испарения растворителя. Некоторые схемы предусматривали двукратное повторение этой операции, после чего к не растворившемуся остатку навески добавляли порцию (10 мл) 1,0 М раствора соляной кислоты. Смесь кипятили в течение 5 мин, и раствор фильтровали в ту же колбу, что и ранее. В полученном растворе определяли методом атомной абсорбции содержание благородных металлов. Максимальные концентрации элементов зафиксированы при двукратной ультразвуковой обработке проб и двукратном кипячении со смесью плавиковой и азотной кислот.

Таким образом, разработана методика разложения геологических образцов перед атомно-абсорбционным определением золота, серебра и палладия, предусматривающая ультразвуковое воздействие на пробу и кислотное кипячение со смесью плавиковой и азотной кислот, апробированная при анализе сульфидного медно-никелевого концентрата 2487. Метрологические характеристики атомно-абсорбционного определения результатов представлены в таблице 3.

Методика комбинированного разложения сульфидного медно-никелевого концентрата.

Навеску (1,0000 г) образца, просеянную через сито с диаметром отверстий 0,35 мм, залить 10 мл ЦВ конц. и обработать ультразвуком в течение 5 мин при интенсивности 3,28 Вт/см² с частотой 22 кГц, раствор отфильтровать в мерную колбу без переноса пробы на фильтр. Обработку остатка пробы УЗ с добавлением новой порции растворителя повторить. После фильтрования к остатку образца добавить 10 мл смеси фтористоводородной и азотной кислот (3:1) и кипятить до получения влажных солей, повторить операцию еще раз, затем добавить 10 мл 1,0 М раствора HCl, довести до кипения и фильтровать в мерную колбу. Содержание Au, Ag и Pd рекомендуется определять атомно-абсорбционным методом в пламени ацетилен-воздух.

Таким образом, определены константы скорости растворения и максимальная степень растворения благородных металлов в растворах ЦВ различного разбавления, подобран оптимальный растворитель (ЦВ конц) для извлечения благородных металлов в раствор при проведении анализа с ультразвуковой обработкой геологических образцов. Установлено, что при определении содержания элементов в геологических концентратах оптимальной схемой вскрытия можно считать двукратную обработку навески образца ультразвуком ($f=22$ кГц, $I=3,28$ Вт/см², $t=5$ мин) и последующее кипячение дважды в плавиковой кислоте. На основе оптимальной схемы вскрытия геологических образцов разработана ускоренная методика разложения проб с использованием ультразвукового воздействия на стадии пробоподготовки перед атомно-абсорбционным определением золота, серебра и палладия.

Таблица 3

Метрологические характеристики результатов атомно-абсорбционного определения благородных металлов с применением кислотной и ультразвуковой методик разложения геологического сульфидно-медно-никелевого концентрата 2487 (n=3, P=0,95)

Элемент	Содержание элементов, г/т			
	Кислотное кипячение		Обработка ультразвуком и кипячение с HF	
	Ср±ΔС	Sr	Ср±ΔС	Sr
Ag	65.5±10.1	0,06	64.3±2.9	0,02
Au	9.1±3.1	0,14	14.2±3.8	0,11
Pd	78.5±15.2	0,08	83.1±8.9	0,04

БИТУМИНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ НА ЕН-ЯХИНСКОЙ ПЛОЩАДИ. СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.А. Соколова

Научные руководители доцент Н.Ф. Столбова, доцент М.И. Шамина
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

В работе предпринята попытка на основании анализа большого фактического материала по литолого-геохимическим и битуминологическим характеристикам отложений ачимовской толщи выявить некоторые общие закономерности в формировании и размещении залежей углеводородов, а также геохимические аспекты их генезиса.

Технология изучения разрезов нефтегазоносных отложений, разработанная в петролого-геохимической лаборатории ИГНД ТПУ, базируется на флюидодинамической модели нефтегазообразования и современных представлениях о закономерном развитии процессов наложенного эпигенеза в нефтегазоносных осадочных бассейнах.

В процессе работы проанализированы результаты люминесцентно-битуминологических исследований (около 320 проб), данные по ядерно-химическим испытаниям 216 проб, методом ИК-спектроскопии исследованы 4 пробы хлороформенных битумоидов. В работе приведены результаты изучения керна Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины СГ-7 в интервале глубин 3620,5-3834,5 м.

Исходными данными для работы являлись результаты литолого-геохимического анализа Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины СГ-7, выполненные в петролого-геохимической лаборатории ИГНД ТПУ, а также данные исследований по Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважины СГ-7, полученные КамНИИКИГС.

Для достижения поставленной цели были поставлены следующие задачи:

- выявить зависимость люминесцентно-битуминологических характеристик органического вещества пород от литолого-геохимических особенностей разреза;
- выявить особенности химического состава битумоидов в пределах отрицательных и положительных литогеохимических аномалий ачимовской толщи.

В соответствии с методикой выделения литогеохимических аномалий, в пределах ачимовской толщи выделены интервалы пород с пониженными значениями отношений U/Al_2O_3 (менее 0,18), соответствующие отрицательным аномалиям, и интервалы пород с величинами U/Al_2O_3 , превышающими $0,18 \times 10^{-4}\%$ и соответствующие положительным аномалиям. В изученном интервале выделено пять отрицательных и две положительных аномалии. Породы в аномальных интервалах сложены песчаниками, песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Величина литогеохимических аномалий сравнительно невелика, а значения U/Al_2O_3 не выдержаны по разрезу. Последнее

свидетельствует о резкой смене условий осадконакопления и последующего преобразования. Содержания органического углерода керогена типа II (C_{opr}), вычисленные по некомпенсированному урану, редко превышают 1 %.

Положительные литогеохимические аномалии в нефтегазоносных осадочных бассейнах чаще всего обусловлены присутствием в породах ураноносного керогена типа II или ураноносных битумов – продуктов окисления миграционных битумоидов. В сравнительно редких случаях положительные литогеохимические аномалии обусловлены процессами инфильтрационного эпигенеза.

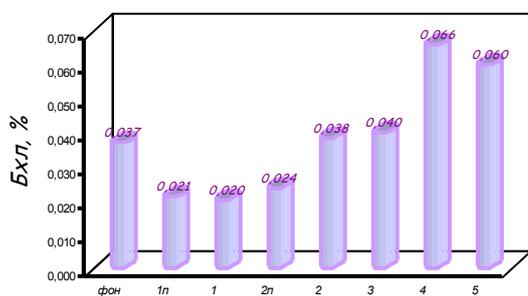


Рис.1. Содержание хлороформных битумоидов (B_{chl} , %) в положительных и отрицательных аномалиях

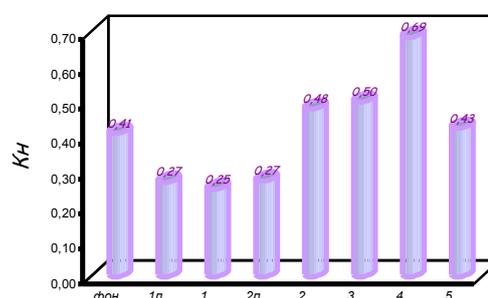


Рис.2. Значение коэффициента нейтральности (K_n) в положительных и отрицательных аномалиях

Таблица 1
Люминесцентно-битуминологическая характеристика органического вещества пород в пределах положительных и отрицательных аномалий

№ аномалии	интервал, м	порода	Среднее значение параметра количество определений												
			$U, \times 10^4, \%$	$Al_2O_3, \%$	U/Al_2O_3	$C_{opr}, \%$	$HO, \%$	$C_{opr}, \%$	$OB, \%$	Содержание битумоидов, %			Гуминовы е кислоты $\square = B_{pr}^1 / OB, \%$	$K_n = B_{chl} / B_{cb}$	
										B_{nb}	B_{chl}	B_{cb}			
1п	3620,5 - 3626,4	аргиллиты, алевролиты, переслаивание	$\frac{3,24}{17}$	$\frac{16,9}{17}$	$\frac{0,22}{17}$	$\frac{0,23}{15}$	$\frac{81,8}{7}$	$\frac{0,40}{7}$	$\frac{0,50}{7}$	$\frac{0,001}{11}$	$\frac{0,02}{11}$	$\frac{0,01}{11}$	$\frac{0,0017}{11}$	$\frac{4,99}{11}$	$\frac{0,27}{7}$
1	3626,4 - 3627,3	песчаники с запахом УВ	$\frac{1,54}{2}$	$\frac{11,0}{2}$	$\frac{0,14}{2}$	-	$\frac{80,4}{3}$	$\frac{0,09}{3}$	$\frac{0,12}{3}$	$\frac{0,001}{3}$	$\frac{0,02}{3}$	$\frac{0,03}{3}$	$\frac{0,0008}{3}$	$\frac{17,2}{3}$	$\frac{0,25}{3}$
2п	3627,31 - 3634,3	алевролиты с прослойками песчаников	$\frac{2,94}{14}$	$\frac{14,7}{14}$	$\frac{0,20}{14}$	$\frac{0,17}{11}$	$\frac{84,6}{7}$	$\frac{0,48}{7}$	$\frac{0,61}{7}$	$\frac{0,002}{11}$	$\frac{0,02}{11}$	$\frac{0,01}{11}$	$\frac{0,0020}{11}$	$\frac{4,33}{11}$	$\frac{0,27}{7}$
2	3636,3 - 3639,23	песчаники с прослойками алевролитов, тонкое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов	$\frac{2,10}{13}$	$\frac{13,4}{13}$	$\frac{0,16}{13}$	$\frac{0,08}{2}$	$\frac{87,9}{4}$	$\frac{0,16}{4}$	$\frac{0,20}{4}$	$\frac{0,002}{6}$	$\frac{0,04}{6}$	$\frac{0,08}{6}$	$\frac{0,0017}{6}$	$\frac{24,2}{6}$	$\frac{0,48}{4}$
3	3641,62 - 3641,90	песчаники, песчаники с запахом УВ	$\frac{1,76}{3}$	$\frac{12,5}{3}$	$\frac{0,14}{3}$	-	$\frac{86,0}{1}$	$\frac{0,52}{1}$	$\frac{0,65}{1}$	$\frac{0,002}{2}$	$\frac{0,04}{2}$	$\frac{0,08}{2}$	$\frac{0,0019}{2}$	$\frac{6,15}{2}$	$\frac{0,50}{1}$
4	3826,15 - 3829,45	песчаники с запахом УВ	$\frac{2,10}{8}$	$\frac{12,6}{8}$	$\frac{0,17}{8}$	$\frac{0,12}{2}$	$\frac{83,0}{5}$	$\frac{0,37}{5}$	$\frac{0,47}{5}$	$\frac{0,009}{7}$	$\frac{0,07}{7}$	$\frac{0,10}{7}$	$\frac{0,0019}{7}$	$\frac{14,8}{7}$	$\frac{0,69}{5}$
5	3831,55 - 3833,15	песчаники с запахом УВ, прослойки алевролитов и аргиллитов; битумы	$\frac{1,97}{5}$	$\frac{13,6}{5}$	$\frac{0,14}{5}$	-	$\frac{84,8}{1}$	$\frac{0,44}{1}$	$\frac{0,55}{1}$	$\frac{0,015}{2}$	$\frac{0,06}{2}$	$\frac{0,14}{2}$	$\frac{0,0011}{2}$	$\frac{14,5}{2}$	$\frac{0,43}{1}$
фон	3620,5 - 3833,15		2,67	14,01	0,199	0,23	83,98	0,35	0,43	0,004	0,037	0,09	0,0016	0,41	12,04

Отрицательные литогеохимические аномалии тяготеют к песчаным разновидностям пород и характерны для нижней части изученного интервала. Отрицательные литогеохимические аномалии, выделенные по величине отношения U/Al_2O_3 , указывают на зоны миграции урана и косвенно на зоны разуплотнения пород.

В качестве битуминологических характеристик органического вещества пород в пределах каждой аномалии исследовались средние значения следующих величин: нерастворимый в соляной кислоте остаток (HO), количество органического вещества (OB), общее содержание органического углерода (C_{opr}), содержание петролейноэфирных битумоидов (B_{nb}), а также хлороформных (B_{chl}) и кислых спиртобензольных (B_{cb}), средний коэффициент нейтральности ($K_n = B_{chl}/B_{cb}$), битумоидный коэффициент (β_{chl}), концентрация гуминовых кислот.

На основании люминесцентно-битуминологической характеристики органического вещества пород ачимовской толщи в интервале 3620,5-3834,5, представленных в таблице 1, можно сделать следующие выводы:

- в пределах разреза более половины битумоидов маслянисто-смолистого типа (61,11%), основная их часть приурочена к верхней части разреза, к положительным аномалиям (интервал глубин 3620,5 - 3636,21 м);

- реже встречаются маслянистые битумоиды (27,78%), которые тяготеют к нижней части разреза ачимовской толщи, и в основной своей массе сосредоточены во второй отрицательной аномалии (3636,3 - 3639,23 м), где также встречаются незначительное количество смолистых битумоидов (1,85%) на глубине 3636,63 м, и которые не обнаружены в остальной части разреза;

- количество легких-маслянистых битумоидов в несколько раз больше чем смолистых (9,26%), хотя также незначительно по сравнению с количеством битумоидов маслянисто-смолистого типа. Легкие-маслянистые отсутствуют в положительных аномалиях и встречаются лишь в отрицательных аномалиях в нижней части разреза меловых отложений.

В результате исследования показано, что ряд исследуемых характеристик (это, в частности, $H.O.$, $C_{орг}$, $O.V.$, $B_{лн}$, $B_{сб}$, а также содержание гуминовых кислот) не находятся в прямой зависимости от величины U/Al_2O_3 . Данное обстоятельство указывает на то, что существует ряд факторов, оказывающих влияние на эти характеристики вне зависимости от величины отношения U/Al_2O_3 . Однако, на ряду с этим выявлено, что в отношении значений некоторых характеристик, таких как: содержание хлороформенных битумоидов, коэффициент нейтральности, битуминозный коэффициент - наблюдается связь с литогеохимическими особенностями отложений.

Установлено, что для верхней части изученного интервала, где наибольшее развитие получили положительные аномалии, характерны пониженные содержания хлороформенных битумов от 0,021 - 0,024 %, при значениях $B_{хл}$ для отрицательных аномалий от 0,038 % до 0,066 %. При этом исключение составляет первая отрицательная аномалия, в которой $B_{хл} = 0,020$ % (рис. 1).

Также было проанализировано значение коэффициента нейтральности, рассчитанного по формуле 1, в положительных и отрицательных аномалиях:

$$K_n = \frac{B_{хл}}{B_{сб}}, \quad (1)$$

- где $B_{хл}$ - содержание хлороформенных битумоидов, %; $B_{сб}$ - содержание спиртобензольных битумоидов, %.

- K_n для положительных аномалий составляет 0,27 %, при этом для значения K_n для отрицательных аномалий 0,43 - 0,69 %, исключение составляет первая отрицательная аномалия, для которой коэффициент составляет 0,25 % (рис.2).

Для положительных аномалий характерно также значение битуминозного коэффициента, который рассчитывается по формуле 2, в пределах 4,33-4,99, для отрицательных аномалий эта величина составляет от 6,15 до 24,20.

$$\beta = \frac{B_{хл} \cdot 100}{OB}, \quad \% \quad (2)$$

- где $B_{хл}$ - содержание хлороформенных битумоидов, %; OB - содержание органического вещества, %.

Таблица 2

Характеристика ИК-спектров хлороформенных битумоидов пород

№ аномалии	№ образца	Глубина, м	Оптическая плотность при максимальной полосе поглощения, cm^{-1} (D)																			
			O-H		CH ₂	CH ₃	N-H	C=O			C-Car D ₁₆₁₀₋₁₆₀₀	CH ₂ D ₁₃₈₀		C-O			S=O D ₁₀₄₀	COOH D ₉₇₀	C-Hар			(CH ₂)n D ₇₂₀
			D ₃₄₀₀	D ₂₉₀₀				D ₁₇₄₀	D ₁₇₂₀₋₁₇₀₀	D ₁₆₈₀₋₁₆₅₀		D ₁₂₉₀	D ₁₁₇₀	D ₁₁₃₀	D ₈₇₅	D ₈₁₅			D ₇₅₀			
1п	16	3624,28	0,27	2,39	1,49	0,51	1,05	1,18	0,61	0,29	0,52	0,79	0,56	0,55	0,69	0,44	0,19	0,11	0,12	0,16	0,26	
2	118	3636,28	0,23	3,23	1,87	0,27	0,81	0,88	0,41	0,16	0,53	0,64	0,55	отс.	0,64	0,53	сл.	0,09	0,11	0,15	0,22	
4	229	3828,16	0,04	2,27	1,91	0,10	0,13	0,13	0,14	0,09	0,39	сл.	0,11	0,09	0,10	0,10	0,05	0,03	0,04	0,05	0,11	
5	271	3832,05	0,20	2,87	1,65	0,29	0,76	0,51	0,59	0,28	0,50	0,46	0,46	отс.	0,53	0,40	0,16	0,08	0,13	0,11	0,22	

Примечание: 1п – номер положительной аномалии, 1 – номер отрицательной аномалии.

Для выяснения особенностей молекулярной структуры и состава битумоидов в пределах положительных и отрицательных аномалий проанализированы ИК-спектры хлороформенных битумоидов образцов пород из первой положительной аномалии исследования (обр. № 16), из второй отрицательной аномалии (обр. № 118), из четвертой (образец № 271) и пятой (обр. № 229) отрицательных аномалий (рис. 2). Характеристика ИК-спектров хлороформенных битумоидов пород представлена в таблице 2.

Показано, что для ИК-спектров хлороформенных битумоидов положительной аномалии характерно наличие интенсивных полос поглощения кислород-содержащих структур (D_{1740} , D_{1720} , D_{950} , D_{3400} , D_{1170} , D_{1080} , D_{1650}), что свидетельствует о наличии алифатических и ароматических эфиров простого и сложного строения, хиноидных структур в составе битумоидов. В ИК-спектре хлороформенного битумоида алевролита из второй отрицательной аномалии (3636,28 м) хотя и присутствуют полосы поглощения в указанных частотах, но интенсивность их значительно ниже, а полоса поглощения жирных кислот отсутствует ($\nu=950$ cm^{-1}). Возрастает интенсивность полосы поглощения группы S=O (D_{1040}), по отношению к интенсивности полос поглощения этой группы в положительных аномалиях. Для ИК-спектров хлороформенного битумоида во второй отрицательной аномалии характерно значительное увеличение полосы поглощения для CH₂ - групп (D_{2900}) по отношению к ИК-спектру битумоида из других отрицательных аномалий и положительной аномалии.

Таким образом, в результате исследования выявлены следующие битуминологические особенности отложений ачимовской толщи на Ен-Яхинской площади:

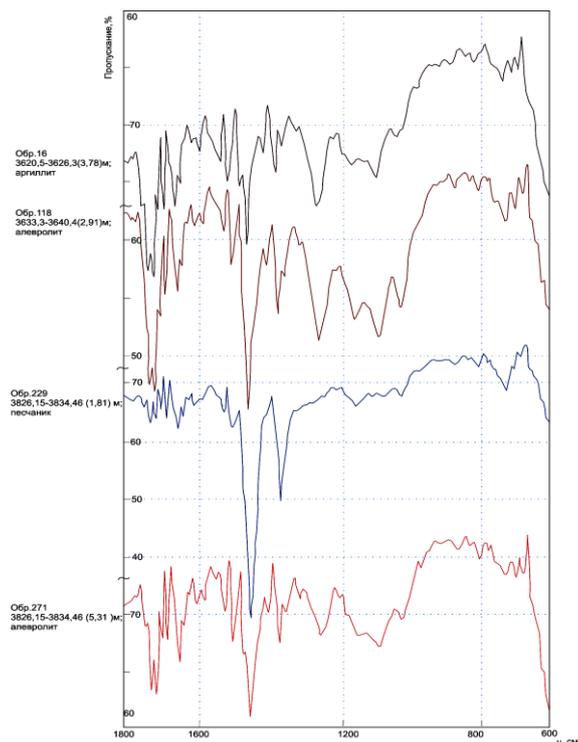
- наблюдается принципиальное отличие люминисцентно-битуминологических характеристик органического вещества пород и химического состава битумоидов в пределах отрицательных и положительных литогеохимических аномалий;

- в пределах положительных аномалий, в зонах аэрации, наряду с процессами биодеградациии происходит химическое превращение высокомолекулярных соединений с образованием бензольных и спирто-бензольных компонентов;

- по мере углубления процесса преобразования захороненного органического вещества (**ЗОВ**) происходит уменьшение содержания би- и полициклических ароматических соединений;

- в нижней части разреза, где преобладают отрицательные аномалии, в зонах интенсивной флюидомиграции, роль окисления и биодеградациии не так велика, по сравнению с положительными аномалиями, на что указывает значительное количество нейтральных хлороформенных битумоидов в породах по результатам люминисцентно-битуминологического анализа пород, а также подтверждается результатами ИК-спектроскопии $B_{\text{хл}}$.

Химическое исследование битумопроявлений может не только ориентировать геологов поисковиков относительно возможной промышленной нефтеносности недр, но и в той или иной мере дает ключ к прогнозу вероятных качеств ожидаемой нефти.



**Рис.3. ИК-спектры хлороформенных битумоидов
Ен-Яхинской сверхглубокой скважины СГ-7**

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ ЗОН СЕРГЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА (СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ)

Д.А. Старин

Научный руководитель доцент Н.Ф. Дудник

Днепропетровский национальный университет, г. Днепропетровск, Украина

Позднеархейская эпоха является ведущей в мире по запасам и количеству крупных эндогенных месторождений золота. При этом большая часть всего золота, добытого в мире из месторождений архейских зеленокаменных поясов, приходится на месторождения, залегающие в породах ультрабазитового состава. К ним относятся крупнейшие золоторудные объекты - Поркьюлайн в Канаде, Колар в Индии, Калгури в Австралии и др. (Конди, 1983).

На Украине представителем этого типа рудных объектов является Сергеевское месторождение, расположенное в южной части Сурской зеленокаменной структуры Среднего Приднeпровья. Разрез сурской свиты в пределах указанной структуры разделяется на две подсвиты:

1) нижнюю - чередование метавулканитов толеитового и коматиитового состава с прослоями и линзами кварц-магнетит-карбонатного состава;

2) верхнюю - чередование метавулканитов базальтоидного и кислого состава.

Вулканиды нижней подсвиты откартированы по периферии структуры, верхняя подсвита слагает центральную ее часть.

Сурская структура окружена гранитоидами соскладчатой формации - тоналитами, плагиогранитами, гранитами «сурско-токовского» интрузивного комплекса верхнего архея. Внедрение гранитоидов сопровождается мигматизацией, метаморфизмом и метасоматозом вулканических толщ.

В экзоконтактах массивов, в надинтрузивных зонах с ними связана интенсивная амфиболизация, скарнирование вулканидов конкской серии. Пропилитизированные, метасоматически измененные, скарнированные вулканиды макроскопически трудно диагностировать. Наиболее часто субвулканические тела одного комплекса (даже разного состава, разных фаз внедрения) используют одну систему трещин.

В позднеархейских зеленосланцевых породах выявлено самородное золото, находящееся в тесной ассоциации с сульфидами.

Формировались данные породы в условиях фации зеленых сланцев по вулканидам ультраосновного, основного и кислого состава. Породы в значительной степени катаклазированы, брекчированы, окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, эпидотизированы и турмалинизированы. Золоторудная минерализация преимущественно связана с жильными образованиями, среди которых выделяются следующие типы: 1) кварцевые прожилки и жилы, 2) карбонатные прожилки, 3) карбонат-тремолитовые прожилки, 4) карбонат-кварцевые прожилки, 5) альбит-кварцевые прожилки.

В местах интенсивного прожилкования плотность прожилков, по приблизительным подсчетам, может достигать 60-70 и более шт/м³, при средней мощности прожилков 1-1,5 мм. В таких случаях налицо присутствие типичных штокверковых зон с высокой насыщенностью прожилками (прожилковая масса=7-15%). По своему происхождению жильные образования (по крайней мере их подавляющая часть) относятся к жилам выполнения.

Границы между ними и боковыми породами обычно резкие. Наблюдаются как прямолинейные, так и извилистые, характеризующиеся изменчивой мощностью по простиранию прожилки и жилы. Иногда вследствие смещения одних прожилков другими можно предположить их разновозрастное образование.

Доминирующим рудным минералом золото содержащего оруденения является пирит, в подчиненных количествах присутствуют халькопирит, пирротин, магнетит, ильменит, сфалерит, молибденит и др.

Пирит является главным, резко преобладающим над другими сульфидами минералом. Доля его в общем балансе рудных минералов составляет не менее 90 отн. процентов. Его выделения изометричной, близизометричной и неправильной формы присутствуют в прожилках, жилах, линзочках, а также импрегнируют вмещающие породы. Распределение минерала во всех разновидностях жильных образований и зеленокаменных породах, как правило, неравномерное. Наряду с прожилками и жилами, практически не содержащими пирита, присутствуют такие, в которых он занимает около половины объема. В большинстве случаев выделения пирита тяготеют к призальбандовым частям прожилков, а к центру их количество обычно снижается. Иногда густая вкрапленность зерен пирита наблюдается в ближайшем экзоконтакте прожилков. Иногда вкрапленники и гнездообразные скопления минерала наблюдаются и во вмещающих породах.

Как показали микроскопические исследования, обогащенные пиритом участки обычно и интенсивно окварцованы. В некоторых образцах среднее содержание пирита достигает 20-25 % и более. Размер выделений пирита варьирует в значительных пределах - от долей микрона до 6х6 мм. Наиболее крупные выделения встречаются преимущественно в кварцевых прожилках, жилах и гнездах.

Главным сопутствующим пириту минералом является халькопирит. Наиболее типичны три варианта взаимоотношений этих двух минералов: 1) наблюдаются тесные сростания выделений пирита и халькопирита, на основании которых трудно судить об очередности их образования, хотя выделения пирита обычно более идиоморфны по отношению к халькопириту и, по-видимому, формировались первыми; 2) пирит явно корродируется халькопиритом; 3) халькопирит содержится в виде включений в пирите. Значительно реже пирит ассоциирует с пирротинном, сфалеритом, магнетитом. Наблюдаются каемки магнетита по периферии выделений пирита. На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что имеется, как минимум, две генерации пирита. Все вышеописанные его разновидности можно отнести к первой генерации. Ко второй генерации следует отнести более мелкие обычно субмикронные зерна этого минерала, которые нередко нарастают на более крупные выделения пирита первой генерации.

В пиритах присутствуют основные элементы примеси: Mn, V, Cu, Ag, Ti, Co, Ni, Au, а также второстепенные: As, Sc, Pb, Sn, W, Ge, Zn, V, Mo.

Кроме приведенных основных и второстепенных элементов-примесей в пиритах присутствует до 0,7% циркония, до 3% хрома, до более 3% магния и алюминия, до 10% и более - кремния и кальция.

Халькопирит является вторым по распространенности после пирита сульфидом рудных зон. Преобладающее его количество находится в тесной ассоциации с пиритом, пирротинном, сфалеритом. Отмечаются случаи коррозии им магнетита. Самостоятельные выделения халькопирита очень мелкие (субмикронные) и относительно редкие. Наиболее крупные из них, превышающие 150-200 микрон, встречаются в жилах, прожилках и гнездах кварца, более редко во вмещающей породе. Близизометричная форма редка. Обычно она зависит от характера взаимоотношений близ или одновременно с ним образованных минералов, а также определяется конфигурацией трещинок, в которых они локализованы. Наблюдаемые в аншлифах взаимоотношения минералов свидетельствуют, что халькопирит образуется после пирита первой генерации, но ранее пирита второй генерации и магнетита и, близ или одновременно, с пирротинном и сфалеритом. Нередко наблюдается тесная ассоциация халькопирита, пирротина и сфалерита пространственно, оторванная от пирита.

В халькопиритах присутствуют основные элементы-примеси: Mn, V, Cu, Ag, Ti, Co, Ni, Au, а также второстепенные As, Sc, Pb, Sn, W, Ge, Zn, V, Mo. Кроме указанных элементов халькопириты содержат примеси хрома до 0,15%, магния - до 3% и более, алюминия и кальция - до 10% и более.

Самородное золото связано с зонами повышенной трещиноватости, окварцевания и карбонатизации. Нередко оно находится в сростках с пиритом и образует включения в нем. Можно предполагать также наличие фазы золота в сульфидах, поскольку выявлены золотоносные пириты (Au до 5000 г/т), халькопириты (Au до 1000 г/т) и другие сульфиды.

Кроме этого, обнаружены теллуриды серебра и золота. Локальными методами установлена высокая его пробыность - Au 86,5-95,4 %, Ag 12,6-3,5%. Корреляционным анализом основанным на результатах лазерного микроспектрального и эмиссионного спектрального анализов в сульфидных рудах выявлен ассоциирующий парагенезис золота, серебра, кобальта и меди, при этом, золотоносные пириты наблюдаются как в основных, так и в кислых породах, золотоносные халькопириты - только в основных породах. Теллуриды золота и серебра выявлены в метасоматитах и измененных кислых эффузивах (Ильвицкий и др., 1995).

Высокая пробыность золота, отсутствие литологического контроля и ряд других факторов указывают на глубинный источник рудного вещества и метасоматически - гидротермальный генезис золоторудных зон.

Литература

1. Ильвицкий М.М., Иванов В.М., Дудник Н.Ф., Шмелев Ю.С. Золото-теллуридный парагенезис в прожилкововкрапленных рудах Среднего Приднепровья. // Минералогический журнал. - Киев, 1995. - т.17. - №5. - С. 10-17.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.

СОПРЯЖЕНИЕ ГИПОГЕННЫХ И ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ В ЖИЛЬНЫХ ТЕЛАХ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И.А. Старицына

Научный руководитель профессор Э.Ф. Емлин

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Основатель онтогенического направления в отечественной минералогии, Д.П. Григорьев, говорил о том, что «каждый минеральный индивид содержит историю своего развития в земной коре», в полной мере это относится и к минеральным агрегатам (Григорьев, 1961). Изучение онтогении таких классических объектов как параллельно-шестоватые агрегаты Берёзовского месторождения и сложных полистадийных образований известных под названием «шайтанский переливт», позволило обнаружить некоторые существенные черты сходства их естественной истории при очевидном внешнем различии.

очевидном внешнем различии.

Берёзовское месторождение знаменито на весь мир как одно из первых на Урале месторождений коренного золота, эксплуатируется уже более 250 лет и богато своей историей. Гидротермальная кварцево-золоторудная минерализация месторождения напрямую связана с Шарташским гранитным массивом.

Нами на северо-восточной периферии Берёзовского рудного поля обнаружены «составные» карбонат-кварцевые жилы в лиственитах, выполненные **параллельно-шестоватым агрегатом II-го типа**, но эти агрегаты имеют более сложную историю развития, которая может быть представлена следующим образом (рис. 1).

Первоначально, в листвените образовалась узкая трещина, которая мгновенно заполнилась жильными минералами – кварцем и карбонатом. Кроме того, в жиле присутствует пирит, который имеет форму пентагондодекаэдра. Зёрна кварца и карбоната в жиле ориентированы закономерно, поскольку при росте параллельно-шестоватого агрегата II-го типа геометрический отбор отсутствует (Григорьев, 1961). Далее произошло новое раскрытие трещины вдоль одного из зальбандов. На жиле остались фрагменты вмещающего лиственита, которые

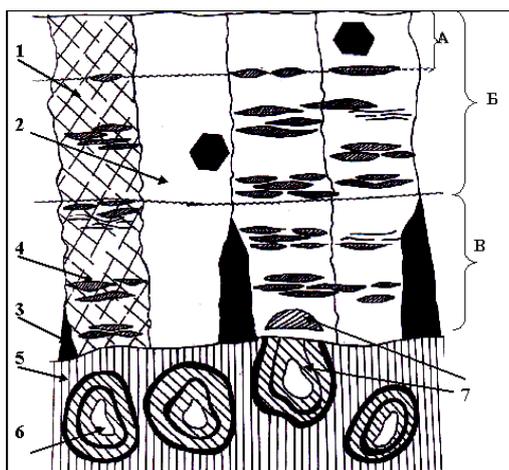


Рис.1. Пояснительная схема образования параллельно-шестоватого агрегата II-го типа с книжной текстурой. Условные обозначения: А – начальный единичный интервал роста, Б – гипогенное минералообразование, В – гипергенное минералообразование. 1 – карбонат (доломит), 2 – кварц, 3 – гётит, 4 – книжная текстура, 5 – гипергенноизменённая вмещающая порода, 6 – гипергенные ооиды, 7 – срезаемый зальбандом ооид)

можно наблюдать в виде полос книжной текстуры. Раскрытие трещины вдоль зальбанда на гипогенном этапе происходило неоднократно, каждое новое раскрытие трещины было зафиксировано в виде полос книжной текстуры. Полосы книжной текстуры в жильных индивидах распределены избирательно.

Гипогенный этап роста жильного агрегата сменился гипергенным, произошло преобразование жилы и вмещающего лиственита. Пирит заместился гётитом. Полосы книжной текстуры, ранее представленные лиственитом, приобрели оранжево-коричневую окраску, вызванную появлением гётита. Гётит образовался за счёт железа, присутствующего в доломите. Вмещающий лиственит преобразовался в гётит-гидрослюда-магнезит-кварцевый материал, в нём сформировались гипергенные ооиды.

Импульсы продолжались на гипергенном этапе, снова происходило раскрытие трещины вдоль зальбанда. Кроме кварца и карбоната в строении агрегата принимает участие гётит, он образует «конусы» между жильными индивидами. Образование полос книжной текстуры продолжается, полосы представлены материалом выветрелой

породы. Один из гипергенных ооидов позднее был срезан зальбандом жилы. Верхняя часть ооида оказалась внутри жилы, а нижняя осталась во вмещающей породе.

Сочетание гипо- и гипергенных этапов в процессе заполнения полости агрегатом II-го типа выявлено по следующим признакам: 1) гипогенная часть выявлена по наличию в жиле псевдоморфоз гётита по пириту; кристаллы пирита имели форму пентагондодекаэдров и могли образоваться только в гипогенных условиях; несколько генераций гётита указывают на разные условия минералообразования; 2) наличие срезанных зальбандом гипергенных ооидов говорит о том, что какая-то часть жильного агрегата образовалась на гипергенном этапе.

Таким образом, «разрастание» жильного агрегата II-го типа происходило уже после формирования гётитовых ооидов, то есть в состав жилы входит параллельно-шестоватый гётит-карбонат-кварцевый агрегат гипергенного генезиса.

Шайтанский переливт – это поделочный камень полосчатой текстуры, слои разного цвета в котором «как бы переливаются» от одного к другому. Минералогически переливт является диккит-кварцевым агрегатом, что впервые было установлено Т.А. Глазовой (Глазова и др., 1985). Полосчатость переливта внешне очень напоминает агат, поэтому минералогическое их отличие является принципиальным.

Месторождение узорчатого переливта находится на Среднем Урале, близ деревни Шайтанки. Площадь месторождения сложена березитизированными гранитами и приурочена к северо-западному контакту Адуйского гранитного массива. Переливт находится в кварц-переливтовых жилах линзовидной формы гидротермального происхождения (Емлин и др., 2002).

Цветовая палитра переливта – белый, серый, серо-голубой, зелёный, жёлтый, красный до бурого. Первичная окраска переливта белая и серо-голубая, обусловлена восстановительными условиями гидротермальной среды минералообразования. При этом переливт содержит примесь пирита, на зёрнах которого происходит рассеяние света, за счёт этого возникает окраска. Попадая в гипергенные условия, переливт приобретает вторичную окраску – все оттенки жёлтого и красного. Пирит при гипергенезе замещается гетитом и это также вызывает изменение первичной окраски. Кварц-переливтовые жилы сложены несколькими структурными разновидностями: друзовым кварцем, узорчатым переливтом (полосчатым диккит-кварцевым агрегатом) и фарфоровидным кварцем (Глазова и др., 1985).

Процесс минералообразования кварц-переливтового агрегата можно представить следующим образом (рис.2). Сначала, из низкотемпературного гидротермального раствора кристаллизуется агрегат кварца I-го типа, параллельно-шестоватое строение которого нарушено расщеплением индивидов. Кристаллы кварца расщеплены за счёт включений диккита. Следующим, из вязкого геля отлагается узорчато-полосчатый переливт, который обнаруживает мелкозернистое строение под микроскопом. Волнистость переливта может быть обусловлена несколькими причинами: 1) тектоническое воздействие на вязкий коллоидный раствор, из которого образуется переливт; 2) следы течения вязкого раствора по наклонной, либо вертикальной стенке трещины; 3) нарастание переливта на бугристую или почковидную поверхность расщеплённых головок кристаллов друзового кварца. После переливта, оставшееся пространство заполняется фарфоровидным кварцем, это мелкозернистый агрегат молочно-белого цвета, непрозрачный, однородного строения. Фарфоровидный кварц содержит наибольшее количество диккита по сравнению с другими структурными разновидностями кварц-переливтовых жил. Иногда, в фарфоровидном кварце наблюдается гравитационная слоистость. Это выражено в чередовании молочно-белых (кварц-диккитовых) полупрозрачных и прозрачных (кварцевых) слоёв, такое явление вызвано расслоением и перераспределением вещества в гравитационном поле.

Процесс минералообразования на этом не заканчивается. Стихает тектоническая активность и из остаточного раствора медленно начинает осаждаться ровно-полосчатый переливт, формируется так называемый «отстойник», небольшая остаточная полость. На дне «отстойника», иногда, наблюдаются небольшие обломки переливта в оторочке, перемещённые на дно полости, видимо, под действием силы тяжести.

Текстурное разнообразие в строение кварц-переливтовых жил вносят брекчии. В брекчиях можно выделить чёткую последовательность минералообразования и даже разделить переливт на генерации. Переливт I-ой генерации образовался в гипогенных условиях при относительно низкой тектонической активности, цвет такого переливта белый, серо-голубой. Первоначально этот переливт составлял агрегат с ненарушенной текстурой. Переливт I-ой генерации – это обломки внутри брекчии. Нередко обломки в брекчии имеют оторочки, также состоящие из переливта, но это уже II-ая генерация. Переливт II-ой генерации образовался в гипергенных условиях, об этом свидетельствует его яркая красная окраска, по другим характеристикам (размер, форма зёрен) переливты I-ой и II-ой генерации не отличаются друг от друга. Следующая, III-ая генерация, образует цемент брекчии, но не всегда это переливт, цемент может также состоять из фарфоровидного кварца.

Особое внимание привлекают явления, связанные с влиянием гравитационной силы при формировании некоторых текстурных особенностей кварц-переливтовых агрегатов. К ним относятся следующие «геологические

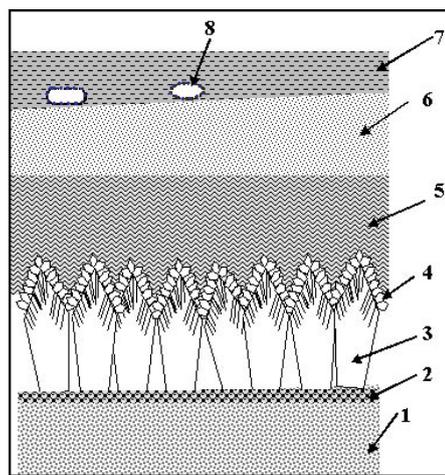


Рис.2. Схема строения шайтанского переливта. Условные обозначения:
1 – березитизированный гранит; 2 – зона геометрического отбора; 3 – друзовый кварц; 4 – расщепление друзового кварца; 5 – узорчато-полосчатый (собственно) переливт; 6 – фарфоровидный кварц; 7 – ровно-полосчатый переливт в «отстойнике»; 8 – обломки в переливтовой оторочке на дне «отстойника»

уровни»: 1) «отстойники» с равно-полосчатой слоистостью переливта; 2) обломки переливта на дне «отстойника»; 3) гематитовая присыпка на расщеплённых головках кристаллов кварца, развитая избирательно; 4) натёчные и другие коллоидные образования, сталактиты и псевдосталактиты; 5) гравитационная слоистость фарфоровидного кварца; 6) неравномерная оторочка вокруг обломков в брекчии. Все эти, обнаруженные нами в кварц-переливтовых агрегатах «геологические уровни» явились определёнными реперами, которые помогли определить и восстановить положение вектора гравитационного поля при формировании таких агрегатов, и составить по этим данным верную последовательность минералообразования. Последовательность, в которой есть место гипогенным и гипергенным явлениям минералообразования.

Рассмотренные нами агрегаты II-го типа и кварц-переливтовые жилы, являясь постколлизийными образованиями, маркируют границу перехода от гипогенных условий к гипергенным, и оказывается, что эта граница достаточно условна. Для растущего минерального агрегата нет никаких границ. Изученные агрегаты завершают процессы гидротермального минералообразования на месторождениях, тесно связанных с гранитным магматизмом Урала (Адуйский гранитный массив, Шарташский гранитный массив). Завершение гидротермального процесса и затухание тектонических подвижек, переход к гипергенезу, являются общими генетическими чертами, а вот агрегаты порой выглядят абсолютно непохожими друг на друга, нет внешних признаков сходства. Такие агрегаты широко распространены, они являются поздними, среднетемпературными до низкотемпературными, гидротермальными образованиями.

Литература

1. Григорьев Д.П. Онтогенез агрегатов. – Львов: Изд-во Львовского Университета, 1961. - 285 с.
2. Глазова Т.А., Григорьев Д.П. Шайтанский. // Природа. – М., 1985. - №4. - С. 40-43.
3. Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И. Самоцветная полоса Урала. Режевской государственной природно-минералогический заказник. Путеводитель. - Екатеринбург, 2002. - 160 с.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЛАТИНОИДНОСТИ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ ГЕРАНСКОГО МАССИВА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

А.В. Стеблин

Научный руководитель доцент С.Г. Парада

Ростовский государственный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Задачей исследования являлось: выявить петрохимические тренды дифференциации пород Геранского анортозитового массива с целью определения его петрогенетического типа и перспектив платиноидности. Фактический материал собран лично автором в процессе прохождения полевой производственной практики.

Все известные в мире анортозиты условно подразделяются на стратиформные и автономные (Ленников, 1979). Стратиформные анортозиты слагают пластовые залежи в расслоенных ультрабазит-базитовых и базитовых интрузивах любого возраста и являются дифференциатами базитовой магмы. Автономные анортозиты образуют крупные самостоятельные тела только среди глубокометаморфизованных докембрийских толщ. Происхождение автономных анортозитов до сих пор является не решенной проблемой. Их считают метаморфическими, метасоматическими или магматическими образованиями (Анортозиты СССР, 1974). Особый интерес эта проблема приобретает в настоящее время в связи с открытием в последние годы проявлений вкрапленной пентландит-халькопирит-пирротиновой с минералами платиновой группы (МПГ) и золотом в неметаморфизованных автономных анортозитах хребта Джугджур.

До настоящего времени подобная минерализация изучалась только в расслоенных базит-гипербазитовых массивах, для классификации которых, в рамках федеральной центральной программы (ФЦП) «Платина России» разработана специальная петрохимическая диаграмма (Безмен, 1992). Она основана на разделении фемических, салических компонентов и кремнезема. На диаграмме наглядно выделяются тонкие петрохимические отличия пород, так как используются все главные петрогенные элементы. По конфигурации полей фигуративных точек выявляются направления изменчивости химического состава пород; полярные ассоциации элементов являются приближенной характеристикой петрогенетического тренда дифференциации. На основе этой диаграммы были построены петрологические модели эталонных промышленно-платиноидных расслоенных базит-гипербазитовых массивов – Бушвельдского, Стиллуотерского, Садберийского, Скаергаардского, Печенгского и Талнахского, приведенные в работе (Додин и др., 1995). Автономные анортозитовые массивы в этом отношении не изучались. Нами предпринята попытка восполнить этот пробел и исследовать породы Джугджурского интрузивного комплекса с помощью петрогенетической диаграммы Н.И.Безмена (Безмен, 1992).

Джугджурский массив является классическим представителем автономных анортозитов. Он представляет моноклиналиное пластообразное тело среди архейских пироксеносодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, а также протерозойских амфиболитов, ультрабазитов и амфиболовых гнейсов. Контактующие с массивом архейские породы имеют субширотное простирание. Вытянутость Джугджурских анортозитов и падение прототектонических элементов близко простиранию и падению вмещающих докембрийских образований.

Абсолютный возраст анортозитов 2250 ± 150 млн. лет, возраст прорывающих их гранитоидов улканского комплекса – 2000 ± 100 млн. лет (Тугаринов, Ступникова, Зыков, 1965). Считается (Ленников, 1979), что формирование анортозитов началось после раннего этапа протерозойской складчатости и метаморфизма.

Джугджурский интрузивный комплекс слагают следующие типы пород: 1) анхимономинеральные анортозиты (темноцветных 0-10%); 2) лейкократовые габбро, габбро-нориты и нориты (темноцветных 10-40%); 3) пегматиты основных пород; 4) меланократовые оливиновые габбро и нориты (темноцветных 40-60%); 5) пироксениты и перидотиты.

Центральная зона массива сложена преобладающими анхимономинеральными анортозитами, среди которых встречаются многочисленные шпировые включения пироксеновых анортозитов, габбро, габбро-норитов, пироксенитов

и основных пегматитов. Южная зона характеризуется более значительным развитием пироксеновых анортозитов и других меланократовых пород, среди которых в виде небольших изометричных и линзовидных тел встречаются анхимономинеральные анортозиты и основные пегматиты. К этой зоне приурочены тела оливиновых пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро, содержащих скопления ильменита и титаномагнетита. Здесь же встречаются ксенолиты протерозойских амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Северо-западная зона сложена анортозитами и многочисленными телами более меланократовых габброидов. Здесь же встречаются титаномагнетит- и ильменитсодержащие оливиновые габбро и габбро-пироксениты, сравнительно широко развиты анортозиты с трахитоидной текстурой и присутствуют ксенолиты архейских пироксенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов.

По имеющимся химическим анализам ультраосновных, а также меланократовых и лейкократовых основных магматических пород, слагающих интрузивный массив, (Ленников, 1979) нами вычислены атомные количества элементов, рассчитаны суммы фемических, салических компонентов и кремнезема, которые приведены к 100%. Результаты расчетов нанесены на треугольные диаграммы Н.И.Безмена, построенные для перечисленных выше эталонных расслоенных гипербазит-базитовых комплексов.

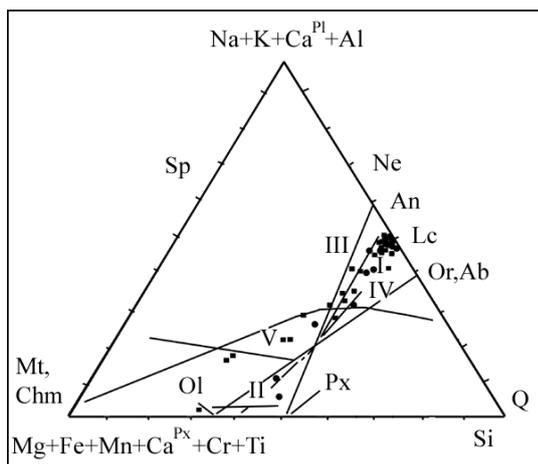


Рис.1. Петрогенетическая модель Джугджурских массивов автономных анортозитов наложенная на петрогенетическую модель Бушвельдского расслоенного плутона, построенной на основе диаграммы Н.И.Безмена (цена деления 10 %)

I-V – линии петрогенетических трендов Бушвельдского типа: I – первичный тренд внутрикамерного расслоения; II – дуниты, гарцбургиты, бронзититы; III – Pl-бронзитит, нориты, анортозиты; IV – гранофиры, габбро, Fe-диориты, магнетитовые руды; V – бронзититы хромиты. Фигуративные точки состава анортозитов Геранского массива (квадратики) и Лантарского массива (кружочки) Сокращения: Mt – магнетит, An – анортит, Or, Ab – ортоклаз, альбит, Ol – оливин, Px – пироксен, Q – кварц

Точки составов выделенных двух групп пород на указанных диаграммах образуют два самостоятельных тренда петрогенетической дифференциации, что свидетельствует о признаках внутрикамерного расслоения. Поле точек меланократовых пород основного и ультраосновного состава Джугджурского массива, включающих проявления титаномагнетитовых руд, более всего совпадают с титаномагнетит-габбро-гранофировой линией тренда Бушвельдского плутона (рис. 1). Лейкократовые породы основного состава образуют достаточно компактный рои точек, совпадающий со средней частью линии пироксенит-анортозитового тренда, наиболее четко проявленного в Бушвельдском, Стиллуотерском и Скаергаардском модельных плутонах. Эмпирически доказано (Додин и др., 1995), что проявление именно анортозитового тренда дифференциации в расслоенных массивах приводит к формированию лейкократовых основных пород с малосульфидным платиноидометальным оруденением. Следовательно, наличие этого тренда в Джугджурском плутоне свидетельствует о его перспективности на платиноидное оруденение. Наличие титаномагнетит-габбро-гранофирового тренда дает возможность более четко позиционировать северо-западную структурную зону массива как апикальную область расслоенного плутона, более перспективную на титаномагнетитовое оруденение.

Литература

1. Анортозиты СССР. – М.: Наука, 1974. – 122 с.
2. Безмен Н.И. Жидкостная дифференциация флюидных расплавов и магматогенное оруденение: Автореф. дисс. на соискание уч. степ. д. г.-м.н. – М.: МГУ, 1992. – 46 с.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. и др. Состояние и проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сборник научных трудов. – М.: АО Геоинформатик, 1995. – т.2. - Кн.1. – С. 7-48.
4. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. – Новосибирск: Наука, 1979. – 164 с.
5. Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. // Известия АН СССР. Сер. геол. – М., 1965. – №1. – С. 21-36.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-МАЛОБАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К.А. Удод

Научный руководитель доцент Н.Ф. Столбова¹, главный геолог И.В. Гончаров²

¹Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

²Тюменская нефтяная компания, г. Нижневартовск, Россия

Литолого-петрографическими и минералого-геохимическими методами анализов изучены юрские отложения в разрезах глубоких скважин 31, 32п, 44, 45 Западно-Малобалыкского месторождения. Результаты изучения позволяют сделать следующие основные выводы.

Скважинами вскрыты, в основном, отложения средней и верхней юры (тюменская, васюганская, баженовская свиты) и отложения нижнего мела (сортымская свита, ачимовская толща), представленные толщами, пачками, пластами, слоями обломочных и глинистых пород. Породы переслаиваются в различных количественных пропорциях. Тектурно-структурные признаки и особенности состава пород свидетельствуют о разнообразии условий их формирования на стадиях седиментогенеза и диагенеза и преобразования - на стадиях катагенеза, метагенеза и наложенного эпигенеза.

Анализ фациальных обстановок формирования отложений на этапе погружения осадочного бассейна указывает на преобладающую роль морских и переходных палеоландшафтных обстановок, в частности таких как фации лагун и лиманов, дельт и прибрежно-морских обстановок.

Детальное петрографическое изучение пород позволило выделить особенности слагающих их обломочных и глинистых пород.

Обломочные породы отнесены к песчаникам, преимущественно мелкозернистым, и алевролитам. По составу слагающих обломков, они соответствуют граувакковым аркозам и полевошпатово-кварцевым грауваккам. Породы характеризуются средней и хорошей сортированностью обломочного материала и различной его окатанностью. Цемент пород представлен карбонатным, кремнистым и глинистым материалом с преобладанием последнего.

Глинистые породы каолинитово-гидролюдистые с хлоритом и биотитом, с примесью алевролитового материала и захороненного ОВ. Захороненное ОВ представлено углефицированными остатками растительного детрита и разложившегося ОВ.

Микроскопическое изучение минерального и компонентного состава пород, а также их микротекстурных и микроструктурных особенностей, позволило сделать следующие наиболее общие выводы.

В процессе становления пород проявились как стадийные – диагенетические, катагенетические и метагенетические их преобразования, так и изменения, вызванные процессами наложенного эпигенеза.

Стадийные изменения выразились в развитии конформно-регенерационных и инкорпорационных структур цементации обломочных компонентов пород.

Дислокационные изменения на стадии наложенного эпигенеза выразились в пластических деформациях минералов (нарушенное погасание и грануляция кварца, полевых шпатов, «срывы» границ обломков, появление микротрещин и эффектов дробления).

Минеральные изменения на стадии наложенного эпигенеза выразились в гидрослюдизации, мусковитизации и биотитизации, обильной карбонатизации пород, регенерации кварца и полевых шпатов, а также выносе петрогенных компонентов и формировании новообразованного пустотного пространства. При этом формировались отдельные поры изометричной формы, поры в губчатых и скелетных минералах и поры сложной трещинно-поровой морфологии, чаще всего, повышающие фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов.

В целом результаты литогеохимических исследований свидетельствуют о том, что процессы наложенного эпигенеза оказали существенное влияние на ФЕС пород-коллекторов Западно-Малобалыкского месторождения.

О степени влияния постседиментационных процессов на ФЕС пород-коллекторов можно судить по результатам ядерно-физических определений величины U/Al_2O_3 в образцах керна и отклонения этих определений от величины геохимического равновесия. Выделенные отрицательные и положительные литогеохимические аномалии, соответствуют участкам разуплотненных и уплотненных пород. Максимальные по интенсивности отрицательные литогеохимические аномалии, соответствующие участкам разуплотнения пород, выявлены и наиболее проявлены в скв.32. Они свидетельствуют о хороших коллекторских свойствах пород, вскрытых этой скважиной. Здесь же испытания выявили признаки нефти. В остальных трех скважинах литогеохимические изменения менее значительны.

На основе комплексного анализа разрезов скв. 45, 44, 32 и 31П с использованием литолого-петрографических и минералого-геохимических методов наиболее перспективными на нефтегазоносность на Западно-Малобалыкском месторождении являются отложения, вскрытые скв.32, расположенной в восточной части месторождения. Разрезы других изученных скважин также представляют интерес, но они менее перспективны.

Литература

1. Бабурин А.Н., Бакуев О.В. Построение геологической модели и оперативная оценка запасов отложений неокма Западно-Малобалыкского месторождения на основе комплексной интерпретации данных ГИС и сейсморазведки: Отчет о НИР. - Ханты-Мансийск, 1999.
2. Каталог литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. Ханты-Мансийский автономный округ. / Под редакцией Гришкевича В.Ф. - Ханты-Мансийск, 2000. - т.1.
3. Литолого-петрографические и минералого-геохимические исследования керна скважин ООО «Западно-Малобалыкское»: Отчет о НИР. – Тюмень, 1988.
4. Методика палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных областей СССР. – Москва: Недра, 1985. – в.250.
5. Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, Тюмень, 1990.
6. Эльманович С.С. Отчет о работах СП №2/85-86 в Нефтеюганском районе ХМАО Тюменской области за 1985-1986 г.г. - Тюмень, 1986.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИСА НЕФРИТОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

М.С. Холькин

Научные руководители старший преподаватель Т.Е. Мартынова¹, А.П. Секерин²

¹Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Возросший интерес к нефриту как ювелирно-поделочному камню стимулировал изучение его состава и условий формирования, поскольку в природе подобные образования довольно редки и полученная информация имеет важное петрологическое значение. В настоящее время нефритом называется порода, состоящая из тончайших волокон тремолит-актинолитового амфибола с характерной спутанно-волоконистой структурой. Необычная прочность нефрита, достигающая при одноосном сжатии 12 000 кг/см², обусловлена особенностями его структуры. Удельный вес его составляет 2,8-3,1 г/см³, твердость по шкале Мооса 5,0—6,5. Цвет нефритов варьирует от снежно-белого до темно-зеленого и черного, с различной степенью густоты тона. С помощью методов оптической, ИК-спектроскопии было выяснено, что основной вклад в окраску нефритов вносят ионы Cr^{3+} , Ni^{2+} и Fe^{2+} , входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов Mg^{2+} (Платонов и др., 1975). Цвет нефритов, содержащих менее 1% двухвалентного железа, обычно белый. Увеличение содержания Fe^{2+} приводит к появлению зеленой окраски, а наличие хрома усиливает его яркость до изумрудно-зеленых тонов. Черный цвет некоторых нефритов обусловлен присутствием дисперсного графита. Высококачественный нефрит полупрозрачен и в тонких сколах просвечивает на глубину до 1 см. Следует отметить, что светлоокрашенные нефриты на месторождениях, связанных с гипербазитами, встречаются крайне редко и в основном распространены среди осадочно-метаморфических карбонатных пород (аподолмитовые нефриты).

Нефритам гипербазитовых массивов свойственна идентичность как макро-, так и микроструктурных особенностей. Состоят они из тонких волокон тремолита, собранных в пучки, которые, тесно переплетаясь друг с другом, образуют спутанно-волоконистый агрегат. Каждый отдельно взятый пучок состоит из 10—30 субпараллельных волокон размером от 0,005x0,01 до 0,01x0,2 мм. В нефритах наиболее часто встречаются фибробластовая (спутанно-волоконистая), спутанно-параллельно-волоконистая, порфино-бластовая сноповая с фибробластовой основной тканью (Якшин, Замалетдинов, 1971). Кроме того, в нефрите встречаются хлорит, тальк, серпентин, карбонаты, диопсид, пренит, эпидот, цоизит, гранат, призматический тремолит, апатит, сфен, магнетит, хромшпинелиды, сульфиды, гидроокислы железа, из которых серпентин, магнетит, хромшпинелиды, иногда диопсид являются реликтовыми, а остальные вторичными или сингенетичными.

Химический состав нефритов различных месторождений приведен в таблице 1.

Кристаллохимические особенности тонковолокнистого амфибола (тремолита) с нефритовых месторождений детально изучены Ю. Н. Колесником (1966). Им, в частности, установлен изоморфизм по схеме $Si \rightarrow Al$ и $3Mg \rightarrow 2Fe^{3+}$. В целом химическая формула тремолита, слагающего нефрит, имеет следующий вид: $Ca_8(Mg_{4,5}Fe_{0,5})_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$.

Химические составы нефритов из месторождений Саяно-Байкальской складчатой области были обработаны методом кластер-анализа (рис. 1). Для расчетов использовалась матрица $n \times m$ (n — количество проб, равное 120; m — петрогенные окислы — SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , п. п. п.). Пробы для кластирования подобраны таким образом, что охватывают все типы нефритов. При этом учитывается их принадлежность к определенному региону, месторождению и положению в пределах месторождения (состав исходной породы, контактирующей с нефритом, парагенезисы родинитов и т. д.). Минимальное значение коэффициента корреляции при степенях свободы $f = 118$ равно 0,2 (Налимов, 1960).

Таблица 1

Средние химические составы нефритов и тремолитов Саяно-Байкальской горной области, вес. %

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	55,99	56,40	57,40	53,38
TiO_2	0,04	0,12	0,04	0,05
Al_2O_3	1,29	1,59	1,44	1,82
Fe_2O_3	0,63	0,47	0,82	1,22
FeO	4,42	4,58	3,65	4,26
MnO	0,10	0,17	0,19	0,12
CaO	12,30	12,51	12,37	12,59
MgO	22,69	21,98	21,32	22,73
Na_2O	0,12	0,17	0,12	0,19
K_2O	0,06	0,08	0,08	0,07
Cr_2O_3	0,36	0,23	0,29	0,21
Число анализов	13	5	11	7

Примечание. Месторождения: 1 — Горлыгольское, 2 — Оспинское, 3 — Хамархудинское, 4 — апонефритовые тремолититы.

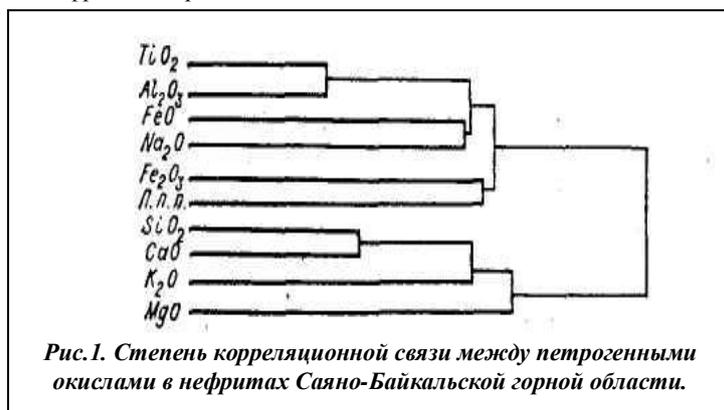


Рис. 1. Степень корреляционной связи между петрогенными окислами в нефритах Саяно-Байкальской горной области.

Первая группа окислов, в которую входят SiO_2 — CaO — MgO — K_2O , представляет собой в первом приближении идеальный состав тремолита, а во вторую (Al_2O_3 — TiO_2 — FeO — Fe_2O_3 — Na_2O) входят примесные соединения. Для первой группы характерно наличие положительной коррелятивной связи между SiO_2 и CaO и почти

полное отсутствие ее с Mg, что свидетельствует о непостоянстве содержания Mg в нефритах и более высокой по сравнению с Si и Ca способности Mg к изоморфному замещению. Также построена диаграмма (фактор-анализ), показывающая вариации содержаний окислов в нефритах и апонезитовых тремолититах (рис. 2). При ее построении TiO₂, Na₂O и K₂O исключены, поскольку для них характерны очень малые содержания. На диаграмме показаны химические составы нефритов и тремолитов с месторождений Саяно-Байкальской складчатой области. Сюда же для сравнения нанесен идеальный состав тремолита. Как следует из диаграммы, апогипербазитовые нефриты характеризуются железистостью и образуют самостоятельное поле, совпадающее с областью распространения тремолитов. В нижней части поля тремолитов располагаются породы, подвергшиеся вторичным изменениям, в частности хлоритизации. Они характеризуются большей, чем нефриты, железистостью. В целом же для нефритов и тремолитов характерно отсутствие резких различий в химическом составе.

Изучение относительной подвижности компонентов при нефритизации серпентинитов проводилось по методу И.В. Давиденко (1975). В основе метода лежит сравнение содержаний компонентов (петрогенных окислов) из метасоматитов и исходных пород. Если содержание компонентов в сравниваемых выборках одинаково, то отношение их содержаний равно единице и такой компонент будет наименее подвижен. При разных содержаниях отношение будет отлжно от единицы на величину $(X1/X2 - 1)$, где X1 — метасоматит, X2 — исходная порода. О степени подвижности компонента будет свидетельствовать абсолютное значение величины $(X1/X2 - 1)$, а по характеру знака можно судить о привносе (+) или выносе (—). Вычисленные по этому способу ряды подвижности компонентов при образовании метасоматита и исходной породы по метасоматиту оказываются различными по абсолютной величине. Для удобства расчетов в предложенной формуле поменяли местами числитель и знаменатель. В числителе ставится большее по своему абсолютному значению число, в знаменателе — меньшее. Если в числителе находится содержание компонента в исходной породе, по полученному отношению ставится знак (—), и наоборот, знак (+) присваивается отношению, в котором в числителе находится содержание компонента в метасоматите.

В данном случае для расчетов использованы средние составы нефритов и контактирующих с ними серпентинитов. По полученным данным ряд подвижности компонентов имеет следующий вид: CaO (+17,72) > H₂O (-5,06) > MgO (-0,60) > K₂O (+0,55) > Fe_{общ} (-0,30) > SiO₂ (+0,29) > Na₂O (+0,27) > Al₂O₃ (+0,24) > TiO₂ (-0,20).

Главной особенностью этого процесса является значительный привнос Са в серпентиниты и вынос H₂O. Остальные компоненты испытывают гораздо меньшую подвижность. Диффузионный обмен между алюмосиликатной породой и серпентинитом фоне интенсивного привноса Са позволяет отнести нефритообразование к биметасоматозу. Генерация H₂O при этом обуславливает интенсивное протекание метасоматических реакций. Преобладание привноса над выносом приводит к увеличению удельного веса нефрита по сравнению с серпентинитами. Выявленные особенности метасоматических изменений позволяют отнести нефритообразование к Fe Са — метасоматозу.

Антигоритовым серпентинитам, вмещающим нефритовые жилы, в связи с степенью окисленности железа свойственен восстановительный режим формирования. В нефритах эта закономерность проявлена четко. Степень окисления апогипербазитовых нефритов (по А.Ритману) колеблется от 0,1 до (среднее значение по 25 пробам составляет 10,6%). Существование восстановительных условий подчеркивается наличием в некоторых нефритах тонкодисперсного графита.

Общая же схема процесса образования нефрита выглядит следующим образом: на первых этапах по трещинам спайности антигорита образуются волосовидные кристаллики тремолита, количество которых постепенно возрастает. При полном замещении антигорита тремолитом образуются пучки субпараллельных волокон тремолита. Такая структура нефрита является самой распространенной и наследуется от исходной серпентинитовой массы, подвергшейся замещению. После этого в массе нефрита, особенно вдоль трещинок, начинается равновесная перекристаллизация с формированием удлиненных призматических кристаллов тремолита. Если этот процесс закончится, то вместо жилы нефрита будет образовано такое же по размерам тело тремолитов.

Следовательно, перекристаллизация нефрита в тремолит лимитируется длительностью процесса метасоматического замещения в режиме термостатирования, ибо решающим фактором для сохранения нефрита является незавершенность процесса. Отсюда становится понятным отсутствие крупных тел нефрита. Обычно это маломощные жилы, линзы и гнезда, подвергнутые в разной степени перекристаллизации с образованием тремолитов.

Предложенный механизм формирования нефрита подтверждается экспериментами Д. В. Калинина с соавторами (1975). Ими было установлено, что тонковолокнистые амфиболы характерны для низкотемпературных условий эксперимента и при увеличении длительности опытов происходит перекристаллизация волокон в призматические кристаллы при тех же физико-химических условиях. Такой же эффект имеет место и с ростом температуры. Очевидно, что в природных условиях нефрит образуется при относительно невысоких температурах, на

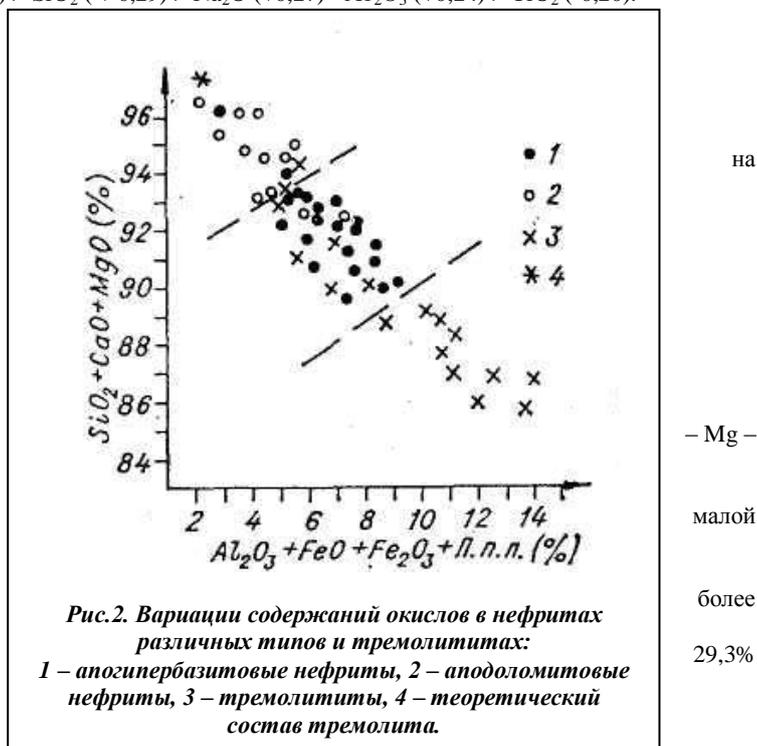


Рис.2. Вариации содержаний окислов в нефритах различных типов и тремолититах:
1 — апогипербазитовые нефриты, 2 — аподоломитовые нефриты, 3 — тремолититы, 4 — теоретический состав тремолита.

начальных стадиях процесса, когда мала скорость роста кристаллов тремолита, но высока скорость зародышеобразования, что в конечном итоге ведет к спонтанному процессу роста большого количества тонких псевдоморфных волокон тремолита по антигориту и к образованию нефрита. О невысоких температурах при нефритообразовании можно судить по составам парагенезисов родингитов (постоянные спутники нефритов), соответствующим фации зеленых сланцев.

Подводя итог вышесказанному, можно сказать, что учитывая специфические особенности генезиса апогипербазитового нефрита, следует предполагать широкий диапазон условий его образования, в основном в высокомагнезиальных средах, представленных магматическими породами.

Литература

1. Летников Ф.А., Секерин А.П. Особенности состава и генезиса нефритов Саяно-Байкальской горной области. // Доклады АН СССР. – М., 1977. - т.234.
2. Давиденко И. В. Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе. // В кн.: Метасоматизм и рудообразование. - М.: Недра, 1975. - С. 255-259.
3. Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян). // Советская геология. М., 1974. - №9. - С. 90—98.
4. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. - М.: Мир, 1975. - 282 с.
5. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты. - Новосибирск: Наука, 1984. – С.104-118.
6. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Летников Ф. А. и др. Минералогия и генезис нефритов СССР. // В кн.: Тезисы докладов XI съезда Междунар. минералог. ассоциации. - Новосибирск, 1978. – т.11. - С. 110-112.
7. Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Состав и структуры нефритов Восточного Саяна. // В кн.: Вопросы геологии Сибири. - Томск, 1971. - С. 220—221.

РОДИНГИТЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА)

М.С. Холькин

Научный руководитель доцент Ю.С.Ананьев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Среди гипербазитов Саяно-Байкальской горной области родингиты распространены довольно неравномерно. Наиболее широко они развиты на Куртушибинском (Западные Саяны), Оспино-Китойском и Харанурском (Восточный Саян) массивах. По минеральному составу и геологическому положению родингиты можно довольно четко подразделить на две группы.

Первая распространена среди лизардитовых и хризотил-лизардитовых серпентинитов. Минеральный состав довольно постоянен и включает в себя гранаты андрадит-гроссулярового ряда, везувиан, диопсид, волластонит, сфен, лейкоксен, магнетит, гематит, а также вторичные – пренит, хлорит, клиноцоизит, кальцит, амфибол. Основываясь на фактических данных, наиболее часто встречаются диопсид-гранатовые, волластонит-везувиановые, волластонит-везувиан-гранатовые, мономинеральные везувиановые и гранатовые родингиты с различным содержанием вторичных минералов. Небольшие дайкообразные тела имеют редко впаиваемые контакты с вмещающими хризотил-лизардитовыми серпентинитами. Приконтактовая амфиболизация серпентинитов отсутствует, а непосредственно на контакте располагаются зоны серпентин-хлоритовых пород мощностью 5-15 см.

Вторая группа родингитов распространена значительно шире. Минеральная ассоциация их состоит из различных сочетаний цоизита, клиноцоизита, эпидота, тремолит-актинолитового амфибола, диопсида, кварца, альбита, хлорита, сфена, лейкоксена. Эти родингиты также образуют дайкообразные тела и оторочки вокруг крупных тел алюмосиликатных пород магматического или осадочно-метаморфического происхождения. В некоторых случаях наблюдается замещение ими родингитов первой группы. Наиболее часто встречающиеся из замещающих - хлорит-амфибол-цоизитовый, кварц-клиноцоизитовый, альбит-клиноцоизит-амфиболовые, диопсид-цоизитовые, кварц-диопсид-клиноцоизитовые. Однако вмещающими породами для них являются антигоритовые серпентиниты, образующиеся при перекристаллизации хризотил-лизардитовых в тектонически ослабленных зонах.

Химические отличия родингитов и серпентинитов, вмещающих их, отчетливо видны даже при сопоставлении содержаний основных петрогенных окислов (табл. 1). Наиболее четко это выражается в обогащенности гранатсодержащих родингитов кальцием, окисным железом, и более низким содержанием магния. Степень окисленности, вычисленная по формуле, предложенной А.Ритманом, для родингитов первой группы составляет 54,6% (n=20), второй группы – 22,9% (n=20). То же самое отмечается и у вмещающих серпентинитов, для хризотил-лизардитовых – 77,5% (n=16), для антигоритовых – 41,5% (n=16). По данным анализа относительной подвижности компонентов процесс родингитизации основных и кислых алюмосиликатных пород можно отнести к Fe-Mg-Ca-типу метасоматоза. Поэтому, основываясь на совокупности сведений, можно говорить о различиях физико-химических условиях генезиса родингитов. Очевидно, что гранатсодержащие родингиты возникли при массовой серпентинизации гипербазитов. Об этом свидетельствует отсутствие их в неизмененных гипербазитах и повсеместное распространение среди петельчатых хризотил-лизардитовых серпентинитов, которые, в свою очередь, не несут следов давления и смятия, выражающихся обычно в нарушении петельчатой микроструктуры, несмотря на сильную трещиноватость. Будинаж родингитовых тел при отсутствии видимых следов тектонических нарушений происходил, по-видимому, за счет давления от увеличения объема при серпентинизации. Высокая степень окисления родингитов и серпентинитов указывает на их формирование в среде, близкой по окислительно-восстановительным свойствам. Родингиты второй группы явно наложены на серпентинизированные гипербазиты. Все проявления родингитов этого типа приурочены к разрывным нарушениям и сопровождаются ореальными зонами перекристаллизации хризотил-лизардитовых в антигоритовые серпентиниты. Для родингитов второй группы и вмещающих их серпентинитов свойственна малая

степень окисленности железа. На восстановительные условия минералообразования указывает также присутствие в них графита.

В образовании двух парагенезисов родингитов главенствующую роль играл, по-видимому, окислительно-восстановительный потенциал, так как ни по расчетным значениям рН, ни по температуре (300-450оС), по данным косвенных методов (анализ составов парагенезисов и др.) они не имеют существенных различий. Масштабы проявления того или иного типа родингитизации обнаруживают прямую зависимость от геологической активности районов локализации гипербазитов. Преобладание родингитов второй группы отмечается для регионов с многократно метаморфизованной корой. Все известные залежи нефрита на апогипербазитовых месторождениях Восточного Саяна размещаются только среди перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов на контакте с родингитами второй группы. Родингиты, сложенные же в основном гранатом, диопсидом, везувианом, в отношении нефритонасности практически бесперспективны. Следовательно, выявленные закономерности родингитизации в гипербазитах необходимо учитывать при планировании поисковых работ на нефрит. Преобладание поздней родингитизации в гипербазитах Восточного Саяна позволяет предполагать более широкое распространение в них нефритовой минерализации. Химические составы родингитов, нефритов и вмещающих их пород представлены в таблице 1.

Таблица 1

Средние химические составы гипербазитов, нефритов, родингитов и исходных для них пород

Окислы	Гарцбургиты	Хризотил-лизардитовые серпентиниты	Антигоритовые серпентиниты с контактов нефритовых жил	Нефриты	Родингиты 1 группы	Родингиты 2 группы	Основные породы (ортоамфиболиты, метаэффузивы основного состава, габбро-диабазы)	Кислые породы (альбититы, гранит-порфиры, гранаты, кварцевые диориты)
SiO ₂	40,92	39,64	43,24	55,98	42,25	48,77	51,65	65,19
TiO ₂	0,01	0,05	0,06	0,05	0,46	0,45	1,07	0,32
Al ₂ O ₃	0,43	1,39	1,29	1,60	15,40	12,56	14,54	16,84
Fe ₂ O ₃	1,28	5,29	1,70	0,93	4,20	2,18	1,95	0,82
FeO	6,95	1,57	4,58	3,83	3,06	5,23	6,76	1,97
CaO	0,40	0,21	0,71	12,58	25,56	15,0	10,05	2,77
MgO	4,06	38,96	36,15	22,48	5,91	11,63	7,77	1,79
K ₂ O	0,01	0,04	0,09	0,14	0,62	1,05	1,07	3,43
Na ₂ O	0,13	0,08	0,13	0,16	0,32	1,19	2,71	5,28
H ₂ O	1,59	11,98	11,27	1,86	2,05	2,42	1,99	0,75

Литература

1. Секерин А.П. Петрология родингитов Саяно-Байкальской горной области. // Доклады АН СССР. – М., 1982. - т.262. - №1.
2. Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С. Нефриты. - Новосибирск: Наука, 1984. – С. 104-118.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДЫМЧАТОГО КВАРЦА ВЕРХНЕ-ШИБАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ ТЕРМОМЕТРИИ

Ю.А. Шабанова

Научный руководитель доцент В.А. Пахомова

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток, Россия

Кристаллосырьё группы кварца издавна используется в различных областях человеческой деятельности в связи с тем, что кварц по сравнению с другими минералами значительно чаще образуется в виде совершенных кристаллов. Кристаллы кварца обладают широкой цветовой гаммой в сочетании с прозрачностью, сильным стеклянным блеском, достаточно высокой прозрачностью в комплексе с относительно хорошей технологичностью обработки, что в значительной мере и определило его популярность как ювелирного камня.

В связи с тем, что все цветковые разновидности кварца производятся в значительных объёмах в России, Германии, Франции и США, цены на природные камни невысоки. Тем не если природные камни точно диагностированы, они ценятся выращенных. Цены на огранённый цитрин составляют 1,0-10,0 карат, на дымчатый кварц-0,25-2,00 дол. за карат. Аметист ценится значительно выше-3-30 дол. за карат огранённого камня (Юргенсон, 2001).

Типоморфизм кварца как минерального вида исследуется на протяжении почти целого столетия, практически начала XX в., когда появились первые сводки о связи форм его кристаллов и окраски с условиями образования. Наиболее ярко показана целесообразность его изучения А.Е.Ферсманом (1940), состоящая проблемы представлен в работе Г.А. Юргенсона (Юргенсон, 1984).

Площадь Верхне-Шибановского рудного поля представлена хрусталоносными пегматитами и россыпью с морионом и дымчатым кварцем. Геологические исследования в районе месторождения были посвящены, в основном, проблемам рудообразования и, в частности, происхождению олово – вольфрамовой минерализации. Проблема генезиса



Фото 1. Кварц Верхне-Шибановского месторождения

менее,
выше
дол. за

с

анализ

кварца считалась второстепенной и серьёзно не рассматривалась. За последнее десятилетие камнесамоцветы в России заняли достойное место среди полезных ископаемых, что особенно актуально для дальневосточных камнесамоцветов, большая часть которых является сопутствующими в известных типах эндогенных рудных месторождений.

Задача настоящего исследования - изучение физико-химических условий образования кварца Верхне-Шибановского месторождения. Чаще всего для определения источника минерального вещества используется комплекс геологических, минералогических и геохимических признаков, которые, при безусловной важности для решения проблемы, являются качественными и вероятностными. Поэтому в настоящее время для определения источника минерального вещества, кроме перечисленных признаков, привлекаются более точные сведения об условиях кристаллизации минерала, полученные методами термобарогеохимии.

Облик кристаллов дымчатого кварца Верхне-Шибановского месторождения (фото 1) преимущественно короткостолбчатый, хотя встречаются шестоватые кристаллы со значительным развитием граней гексагональной призмы. Габитус кристаллов тригонально- и гексагонально-призматический. Цветовые характеристики: насыщенный желтовато-коричневый цвет, природный дымчатый оттенок, изредка встречаются фиолетовые разности различной интенсивности. Прозрачность ограничивается наличием различного рода дефектов и насыщенностью окраски.

Особое внимание в предлагаемой работе уделено принципам повышения надежности результатов определения физико-химических параметров минералообразования и критериям выбора включений для термометрических опытов. Отбору для термометрического исследования предшествовало визуальное - оптическое наблюдение кристаллов кварца под бинокулярном (около 50 образцов), затем из этой совокупности были отобраны те, которые содержали включения, при этом особое внимание было обращено на формы кристаллов, цветовые характеристики, зональность. В дальнейшем отобранные кристаллы были распилены на пластинки различной толщины, в зависимости от прозрачности, и отполированы.

Последующий просмотр пластинок под микроскопом при 100-1000-кратном увеличении, анализ объёмного распределения включений и привязки их к определённым зонам роста и кристаллографическим направлениям позволил провести их типизацию и выявить временную последовательность. Выделяются, по меньшей мере, четыре группы включений по фазовому составу и времени образования: 1) кристалло-флюидные (фото 2); 2) газовой-жидкие с твёрдыми фазами (фото 3); 3) существенно-газовые (фото 4); 4) газовой-жидкие двухфазовые (фото 5).

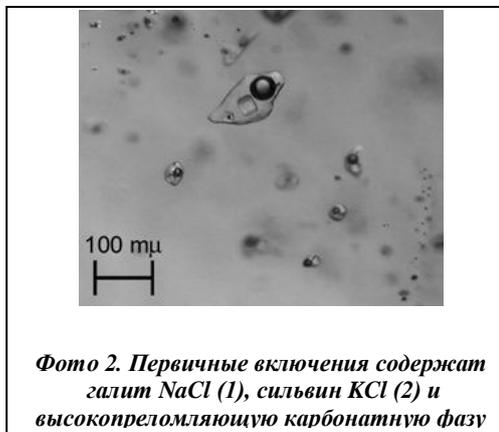


Фото 2. Первичные включения содержат галит NaCl (1), сильвин KCl (2) и высокопреломляющую карбонатную фазу

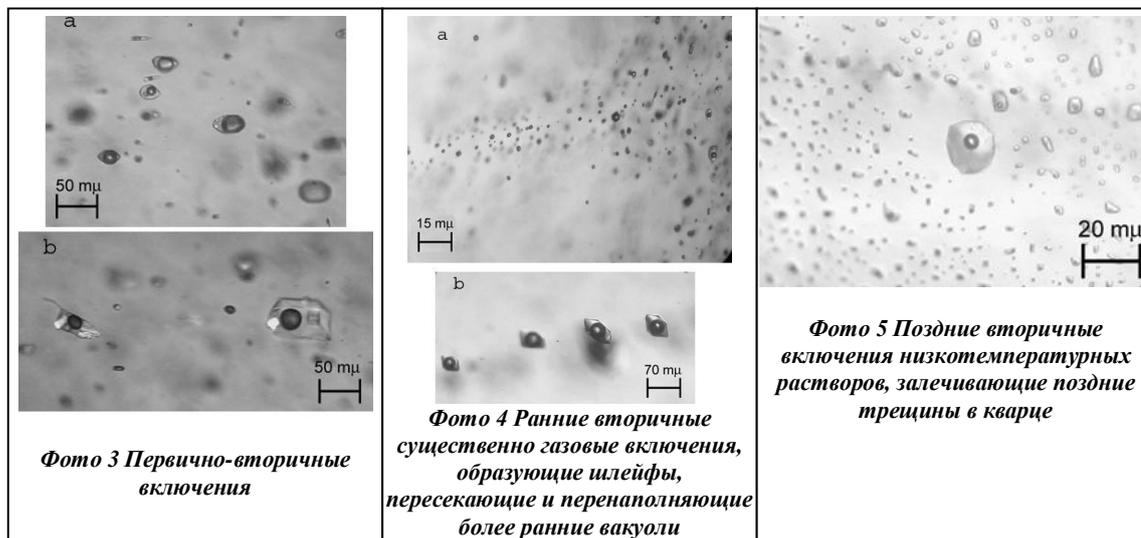


Фото 3 Первично-вторичные включения

Фото 4 Ранние вторичные существенно газовые включения, образующие шлейфы, пересекающие и перенаполняющие более ранние вакуоли

Фото 5 Поздние вторичные включения низкотемпературных растворов, залечивающие поздние трещины в кварце

Исследования включений проводились по общепринятой методике, с учетом рекомендаций, изложенных в работах Ю.А. Долгова, Э.Реддера. Для опытов с флюидными включениями использовалась термокамера конструкции М.К. Кандинова (ВИМС) с хромель-алюмелевой термопарой (погрешность измерений температуры в интервале 50 - 450^oC - не более $\pm 5^{\circ}$ C).

Термометрически исследовались первичные включения, которые содержат две твёрдые фазы кубической формы и одну длиннопризматическую фазу, суммарный объём которых составляет 35 %, объём газовой фазы не превышает 25 % относительно общего объёма вакуоли. Гомогенизация идёт по первому типу. Начало плавления твёрдой фазы - 118^oC, исчезновение твёрдой фазы - 320^oC, температура полной гомогенизации - 465^oC. Анализ проведённых исследований свидетельствует о давлении 355-360 бар и температуре минералообразования в температурном интервале 450^oC-465^oC.

1. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. - М.: Мир, 1987. – т.1. - 560 с.
2. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. - М.: Мир, 1987. – т.2. - 632 с.
3. Юргенсон Г.А. Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 2001. - 382 с.
4. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. - Новосибирск: Наука, 2003. - 341 с.

ГАРЦБУРГИТЫ ИЗ КСЕНОЛИТОВ АВАЧИНСКОГО ВУЛКАНА (КАМЧАТКА)

А.Н. Юричев

Научный руководитель профессор А.И. Чернышов

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Объектом нашего исследования являются гарцбургиты, которые наблюдались в виде ксенолитов (размером $25 \times 25 \times 30 \text{ см}^3$) в потоках андезибазальтов у подножия вулкана Авача. Наряду с гарцбургитами ксенолиты слагают породы дунит-гарцбургитовой и пироксенит-кортландитовой ассоциаций (Колосков, 1978).

Гарцбургиты имеют свежий облик. Они представляют собой крупно- и среднезернистые породы зеленого цвета с бугристыми выступами струйчато ориентированных овальных по форме зерен ортопироксена на отпрепарированной поверхности. Под микроскопом для них устанавливается следующий количественно-минералогический состав: оливин 80-90%, энстатит 10-20%, хромшпинелиды 0,5-2,0%. Вторичные изменения проявлены очень слабо в виде тремолитизации. Для гарцбургитов характерна порфирикластовая структура (рис.1), формирование которой очевидно обусловлено интенсивной синектонической рекристаллизацией исходных зерен оливина и энстатита, в результате

крупные пластически деформированные порфирикласты обоих минералов (разм. 2-4,5 мм) оказываются среди мелкозернистого мозаичного агрегата с размерами отдельных индивидов от 0,5 до 1,5 мм. В отдельных участках встречаются ареалы мезогранулярного типа микроструктуры, обусловленного скоплением крупных зерен, границы между которыми не нарушены. Обычно удлиненные индивиды оливина и ортопироксена ориентируются субпараллельно, подчеркивая минеральную уплощенность. Подобные типы деформационных структур широко распространены среди ультрамафитов офиолитовых комплексов (Гончаренко, Чернышов, 1990; Чернышов, 2001).

Порфирикласты оливина обычно пластически деформированы (рис.1), для них характерно неоднородное волнистое, облачное погасание и многочисленные полосы пластического излома по системе $\{0kl\}[100]$. Границы полос излома ориентированы к удлинению зерен под углом 45-70°.

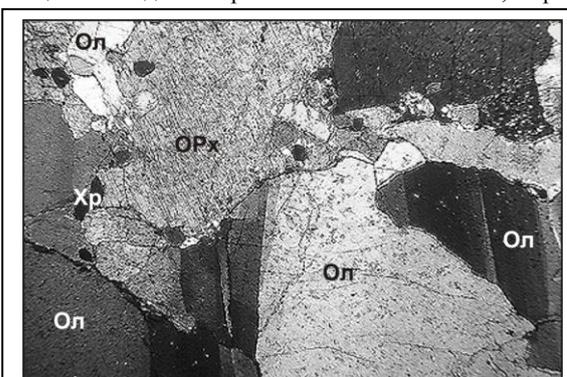


Рис.1. Гарцбургит с порфирикластовой структурой. Ол – оливин, ОРх – энстатит, Хр – хромшпинелид.

Обр. Ав-4. Увел. х30. Ник. Х.

Для мелких мозаичных зерен оливина устанавливается как однородное, так и волнистое погасание, встречаются полосы пластического излома. По химическому составу оливин соответствует форстериту (Fa=8,5-10%).

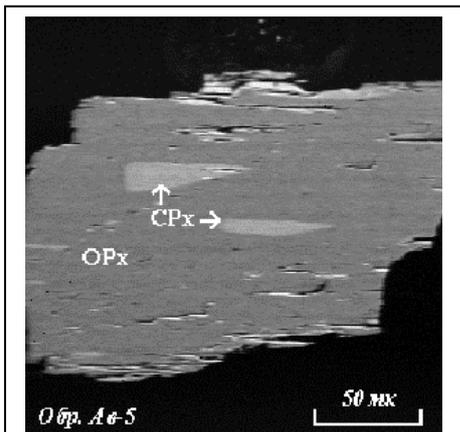


Рис.2. Закономерные вросстки моноклинного пироксена (СРх) в энстатите (ОРх)

Зерна энстатита обладают отчетливо выраженной призматической спайностью (110) (рис.1), трещинки которой обычно ориентируются под углом 30° к удлинению зерен. В энстатите, также как и в оливине, постоянно отмечаются признаки пластической деформации: волнистое погасание, полосы излома, границы которых обычно ориентированы нормально к призматической спайности. Вдоль трещинок спайности отмечается «внедрение» мелкозернистого агрегата оливиновых зерен. Часто наблюдаются мелкие закономерные вросстки зерен моноклинного пироксена в виде линзочек, с образованием графической структуры (рис.2), которая является продуктом распада твердых растворов. Химический состав ортопироксена соответствует энстатиту с железистостью 8-9%.

Для хромшпинелидов в гарцбургитах обычно характерна ксеноморфная, округлая либо эллипсоидальная форма. Однако нередко встречаются гипидиоморфные индивиды, имеющие ромбовидные и треугольные очертания. Размерность зерен варьирует от 0,1 до 1,1 мм, с преобладанием 0,1-0,5 мм. Зерна хромшпинелида обычно окрашены в бурый цвет, но по краям и вдоль трещинок они приобретают черный вследствие их замещения магнетитом. В участках интенсивной деформации наблюдается дезинтеграция крупных зерен хромшпинелида на более мелкие индивиды, которые сегрегируются в целочки, ориентированные согласно с минеральной уплощенностью оливина и ортопироксена.

Температурные равновесия, рассчитанные по оливин-хромшпинелидовому геотермометру Фабри (Малахов, 2002) свидетельствуют о том, что формирование гарцбургитов осуществлялось в интервале температур 850-980°C (табл.1), которые, вероятно, соответствуют условиям верхней мантии. При этом рассчитанные температуры очевидно отвечают метаморфогенным преобразованиям гарцбургитов, осуществлявшихся высокотемпературными твердопластическими деформациями, что подтверждается их микроструктурными особенностями.

Расчет температур оливин-хромитовых равновесий в гарцбургитах

№ п/п	№ образца	Оливин		Хромшпинелид			Kd	Т°С По Фабри
		X Mg	X Fe ²⁺	X Mg	X Fe ²⁺	Y Cr		
1	Ав-1	0,9098	0,0902	0,6407	0,3593	0,5951	5,6583	955
2	Ав-2	0,8978	0,1021	0,5658	0,4342	0,5778	6,7461	862
3	Ав-3	0,9090	0,0910	0,6457	0,3543	0,6077	5,4794	981
4	Ав-4	0,9077	0,0923	0,6727	0,3273	0,4965	4,7863	955
6	Ав-5	0,9059	0,0941	0,6256	0,3744	0,4850	5,7627	853

Литература

1. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритонесных гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. – 200 с.
2. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. – М.: Научный мир, 1999. – 224 с.
3. Малахов И.А. Расчет формул минералов и использование их типохимизма для выявления генетической природы и формационной принадлежности пород: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. – 228 с.
4. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность): Учебное пособие. – Томск: Чародей, 2001. – 214 с.

ЛИТОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ВО ВНУТРЕННЕМ ГРАБЕНЕ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

И.А. Яшин

Научные руководители доцент С.М. Обровец, доцент С.А. Кручек
Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь

Межсолевые отложения являются основным нефтеносным комплексом в Припятском прогибе. Мощность межсолевой толщи значительно изменяется от полного отсутствия на сводах отдельных структур и в ряде зон приразломных поднятий - до 800 - 1200 м в прибортовых зонах прогиба, а также у южного борта Микашевичско-Житковичского выступа. В составе межсолевой толщи выделяются домановичский, задонский, елецкий и петриковский горизонты нижнефаменского подъяруса и местами боричевские слои лебедянского горизонта верхнего фамена. Верхняя граница межсолевого комплекса является стратиграфически "скользящей". Нефтегеологическое районирование межсолевого комплекса проведено по двум горизонтам - задонскому и елецкому. Задонский горизонт состоит из кузьмичевских, играевских и вишанских слоев, а елецкий - из туровских и дроздовских. Отложения межсолевого комплекса характеризуются большой фациальной изменчивостью по простиранию. В составе задонского горизонта на севере и западе преобладают известняки и доломиты (карбонатный и карбонатно-рифогенный типы разрезов), в центральной части и на востоке - глинистые известняки, мергели, глины (глинисто-карбонатный тип), на юго-западе и юге глинисто-карбонатные породы с многочисленными прослоями песчаников и алевролитов (терригенно-карбонатный тип). Мощность отложений задонского горизонта изменяется от нуля до 600 и более метров.

Межсолевые отложения занимают четкое положение в разрезе девона Припятского прогиба. На большей части его территории они залегают на нижней соленосной толще и перекрываются карбонатно-сульфатными, сульфатными и собственно соляными образованиями верхней соленосной толщи, вследствие чего их литологические границы в этих случаях хорошо устанавливаются как по керну, так и по каратажу.

Сложены межсолевые отложения карбонатными (известняки, доломиты), глинисто-карбонатными (преимущественно мергели), глинистыми (аргиллиты, глины), кластогенными (песчаники, алевролиты), а также вулканогенными, вулканогенно-осадочными, в меньшей мере сульфатными породами. Елецкие отложения фациально более изменчивы, чем задонские. Выделено семь основных типов разрезов: карбонатный, местами карбонатно-рифогенный (север и северо-запад прогиба), глинисто-карбонатный (север), карбонатно-глинистый (центральная часть прогиба), терригенно-карбонатный (юго-запад), карбонатно-терригенный (юг), терригенный (южная прибортовая зона) и вулканогенный (восток прогиба и Брагинско-Лоевская седловина). Мощность елецких отложений колеблется от 0 до 700 и более метров.

Припятский прогиб состоит из двух частей: Внутреннего грабена и Предприпятского северного плеча. Внутренний грабен объединяет ранее выделявшиеся Центральную и Южную структурные зоны и расчленен разломами корового заложения на структуры третьего порядка. Тектонические элементы третьего порядка Внутреннего грабена характеризуются особо сложным строением, так как они нарушены субширотным и субмеридиональными сбросами разного ранга и образуют многочисленные блоки. Здесь четко проявляется продольная и поперечная структурная зональность. Озеречко-Великоборский, Шестовичско-Гостовский листрические разломы корового заложения и восточная часть Буйновичско-Наровлянского разлома того же типа отделяют зону осевых погруженных выступов и их периклиналей от расположенных к северу и югу тектонических ступеней.

Особо следует отметить зону, окаймляющую Микашевичско-Житковичский выступ - Туровско-Кузьмичевскую. Здесь в Туровских скважинах 1 и 2, Найдовской скважине 1, Кузьмичевской скважине 1, Южно-Залесской скважине 1 и других отмечаются строматолитовые и онколитовые, желваково-онколитовые известняки. В Петриковской скважине 5 (по данным Т.А. Шевченко) присутствуют прослои оолитов. По данным В.И. Пушкина и С.А.

Кручека (1998) в верхней половине дроздовских слоёв на этой территории отмечается пачка (до 100 м) водорослевых известняков. С.В. Антипенко (1998), обобщив имеющийся материал по участю водорослей в формировании межсолевых отложений, считает, что столбчатые и желваковые строматолиты, а также желваково-онколитовые образования характерны для этой территории Припятского прогиба. Особо следует отметить, что в Бринёвской скважине 10 в ангидритах галитовой субформации (инт. 460-480 м), залегающих на известняках межсолевой толщи, отмечаются прожилки битумов, что свидетельствует о присутствии нефти на этой территории.

Первая (западная) литолого-фациальная зона располагается к востоку от Микашевичско-Житковичского выступа и ограничивается с востока Мальнинско-Симоновичской зоной разломов. В скважинах Найдовская 1 на глубине 1888,0-1889,6, 1993-1995,5, 2060,5-2061,6 м, Найдовская 2 - гл.1827,7-1832,5, 1938,5-1947,0 м; Петриковская 469 - гл.333,2-477,9,535,4-608,0,748,8-771,0 м; Туровская 5 - гл.1657,0-1664,8 м по данным (С.В. Антипенко, 1998) отмечаются небольшие по мощности (до 2,0-2,5 м) постройки типа биогермов или калиптр. Багряные водоросли в них являлись породообразующими.

Терригенный материал по системе Первомайско-Заозерной зоны разломов поступал в центральную котловину бассейна в виде турбидитовых потоков и формировал подводные дельты конусов выноса в виде языков терригенного материала. В результате сформировались линзовидные терригенные тела. Эти аккумулятивные тела отражаются на сейсмопрофилях и некоторые из них выделены как Горновский и Иванковичский объекты. Горновский литологический объект - это литологическое тело, мощность которого изменяется от 0 до 125 м. Терригенные тела выклиниваются в бассейне. Разрезы скважин Каменской площади представлены набором пород различного состава. Так, в скв.7 в задонских отложениях не обнаружены песчаники, а преобладают (50%) мергели и 30-40% составляют известняки. В скв.3 встречен пласт песчаников, но в основном разрез сложен мергелями (34-61%). Известняки составляют 23-35%, аргиллиты 18-32%. Во всех породах отмечаются углефицированные органические остатки. С этими телами, вероятно, связана залежь нефти на Каменской площади.

Как отмечали ранее исследователи (Прозорович и др., 1983) в Каменских скважинах песчаники в нижней части межсолевых отложений мелкозернистые (сумма песчаных фракций составляет 48-59%), алевроитовые (содержание алевроита составляет 20-45%) с примесью средне и крупнозернистой фракций. Присутствие песчаников в кузьмичевских, тремлянских и вишанских отложениях в скважинах 1,2,4 вероятно может свидетельствовать о том, что эти скважины расположены на участке территории основного турбидитового потока или протоки (канала). В разрезе межсолевых отложений в районе Каменской и Мозырской площадей, кроме маломощных песчаных пластов в задонском горизонте, с которыми связаны притоки нефти в Каменской скважине 4, прослеживаются небольшой мощности песчаные пласты в елецком горизонте; севернее этой зоны они не встречаются. В этих песчаниках в скважинах Западно-Каменской, Скрыгаловской, Мозырской, Казимировской площадей обнаружена повышенная битуминозность и наличие малоподвижной нефти (Демидович и др., 1981). Каменская нефтеперспективная зона (I) обусловлена формированием терригенных тел в результате турбидитового седиментогенеза в центральной части Припятского прогиба. На его территории расположена Каменская нефтяная залежь, которая по данным В.А. Богино и др. (1981) связана с карбонатно-терригенными отложениями нижней части разреза межсолевого комплекса.

Комаровичско-Савичская (II) зона связана с формированием в задонских отложениях водорослевых известняков, которые возможно являются коллекторами. Онколитовые и строматолитовые известняки отмечены по керну в задонских отложениях Савичской скв. 5 и в Комаровичской скв. 1. В Савичской скв. 1 при описании шлифов нами были отмечены генетические разновидности известняков с разнообразными текстурами: копролитовые, комковатые (различные по размеру), биоморфно-детритовые, узорчатые. Севернее в приразломной палеодолине, по данным Э.А. Высоцкого (Высоцкий, 1997), в задонских отложениях установлен пласт ангидритов. Выделенной ангидритовой фациальной зоне парагенетически будет соответствовать фациальный аналог - водорослевые известняки, расположенные на положительной форме палеорельефа - Комаровичско-Савичской гряде. С позиции палеотемпературного режима нефтеобразования район Комаровичско-Савичской зоны наиболее перспективный. По данным Е.Ф. Никуленко (Геология и нефтегазоносность..., 1998) в этой зоне органическое вещество преобразовано до стадии МК2. Кроме того, по данным Г.И. Морозова (Морозов и др., 1981) маломощные пласты - коллекторы (до 8 м) в песчаниках выделяются в Савичской скважине 1. Они приурочены к основанию задонского горизонта (вероятный аналог Каменских нефтесодержащих отложений). В Савичских скв. 2, 3 и 4 на этом стратиграфическом уровне выделяются возможные коллекторы. Здесь отмечено наличие субколлекторов в верхней части межсолевых отложений. Из них в скв.3 были получены притоки пластовых вод в эксплуатационной колонне дебитом 1-1,4 м³/сут. В скважинах 1, 3, 8 отмечены выпоты нефти.

Обособлены еще четыре перспективные зоны - Анисимовско-Гостовская (III), Николаевско-Ельская (IV), Усовско-Новорудненская (V) и Выступовичско-Радомлянская (VI). В пределах Анисимовско-Гостовской зоны выявлены Анисимовские и Иванковичинская перспективные (выявленные) ловушки, связанные с литологическим замещением в туровских слоях. В этой зоне установлено несколько перспективных объектов в пластах терригенного состава, сформировавшихся в результате привноса терригенного материала турбидитовыми потоками в центральную котловинную часть Внутреннего грабена. Туровские отложения на данном этапе изученности Внутреннего грабена являются наиболее исследованными сейсмическими методами, что, по-видимому, связано с их значительной мощностью и, как оказалось, наибольшей перспективностью на поиски неструктурных ловушек. Имеется также ряд обособленных перспективных ловушек и участков, располагающихся за пределами выделенных зон и участков. Есть геологические предпосылки, что при продолжении работ в пределах обособленных зон будут открыты скопления нефти в ловушках литологического ограничения в межсолевых девонских отложениях.

Литература

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Тектоническое районирование поверхности фундамента Припятского палеорифта. // Докл. АН БССР. - Минск, 1988. т.32. - №2. - С. 146-165
2. Гарецкий Р.Г., Клущин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте. // Геотектоника. - М., 1989. - №1. - С. 48-60.

3. Горелик З.А., Синичка А.М. Разрывные нарушения Припятского грабена и их роль в распространении полезных ископаемых. - Мн.: Наука и техника, 1985. - 178 с.
4. Обровец С.М., Демидович Л.А. и др. Палеогеоморфологические особенности формирования и критерии прогноза терригенных тел в Припятском прогибе. // Сб. научных трудов ИГТиГ АН Беларуси. - Минск, 1992.
5. Обровец С.М., Высоцкий Э.А. и др. Палеорельеф дна раннефаменского бассейна южной части Припятского прогиба. // Литосфера. – Минск, 2000. - №12. - С. 47-55
6. Прозорович Г.Э., Сплошнова Н.С., Яковлева Н.С. О трещинных коллекторах в девонских межсоловых отложениях центральных районов Припятского прогиба, связанных с проявлением соляной тектоники: ДАН БССР. – Минск, 1983. - т. XXVII. - № 8. - С. 739-742.
7. Abravets S.M. Turbidites in Devonian deposits of the Pripyat paleorift. Abstracts 21 Meeting International association of Sedimentologists. Davos. Switzerland. 3-5 September, 2001. - P. 315
8. Abravets S.M. Pool oil Devonian deltas and turbidite deposits of the Pripyat paleorift. 64 EAGE conference. Florence. Italy. 27-30 May 2000. - P. 214-217

Подсекция 3 – Месторождения полезных ископаемых. Методика поисков и разведки

ВАРИАНТЫ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ МОДИФИКАЦИЙ ИСКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ ПРИ ВОЗМОЖНОМ ИЗМЕНЕНИИ СТАТУСА ЮЖНОЙ ГРУППЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Д.Е. Андреев

Научный руководитель профессор Г.Ю. Боярко
Томский политехнический университет г. Томск Россия

Право – совокупность этических общественных ценностей (справедливость, порядок, верность, правдивость и т.д.), первоначально покоящихся на идее равенства, когда равным обязанностям должны соответствовать равные права. Морское право, регулирующее общественные отношения в области использования морского пространства для судоходства, а также использования и охраны морских ресурсов, является отраслью права.

Исходя из определения, данный предмет может представлять интерес и актуальность в связи с тем, что «Россия признает обещание Советского Союза передать при определенных условиях Японии два острова Курильской гряды (**Шикотан и Хабомай**)». С этим заявлением выступил в эфире телеканала НТВ министр иностранных дел России Сергей Лавров. (14.11.2004 г.). В этот же день официальная Япония сделала заявление, что хотела бы получить все четыре острова южной гряды Курильских островов (**Шикотан, Хабомай, Итуруп и Кунашир**). У российско-японского территориального спора непростая подоплека. В ней переплелись воедино история, география, две кровопролитных войны и ущемленная национальная гордость. Территориальный спор вокруг Курильских островов вот уже почти 60 лет омрачает российско-японские отношения. Япония неоднократно подчеркивала, что нерешенный территориальный спор – главное препятствие к увеличению японских инвестиций в российскую экономику. И вполне возможно, что решение Курильской проблемы – сейчас в интересах обеих стран. Поэтому, можно прогнозировать, что рано или поздно этот вопрос будет решен, а значит если не вдаваться в хронологию спора, можно сделать экономическую оценку потерь России, в случае положительного исхода в сторону Японии данного территориального спора. Для начала, стоит отметить, некоторые юридические параметры темы. Любые территориальные изменения между Россией и Японией вступили бы в конфликт с одним из важнейших международно-правовых документов XX века – **Сан-Францисским договором** – юридической основой существующего территориального статус-кво на Дальнем Востоке, статуса Внешней Монголии, многих островов, независимости Кореи.

Иные следствия имели бы удовлетворение претензий на «возвращение» островов, которое означало бы прямой подрыв принципа неоспариваемости итогов Второй мировой войны и позволило бы ставить под сомнение и другие аспекты территориального статус-кво не только стран Азии, но и Европы.

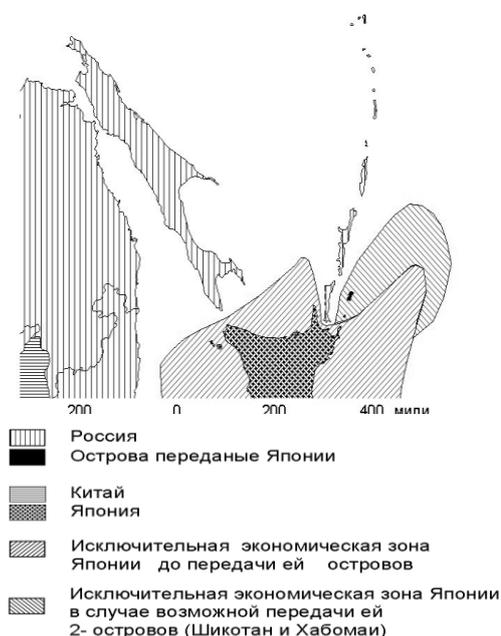


Рис. 1. Исключительная экономическая зона Японии

Именно термин «передача», а не «возвращение» должен применяться в любых обсуждениях этой темы, то есть о готовности распорядиться в качестве акта доброй воли своей территорией, что не создает прецедента ревизии итогов войны. В случае если Россия передаст Японии два острова (Шикотан и Хабомаи), то прирост территории 200-мильной исключительной экономической зоны (ИЭЗ) Японии примерно составит 38000 кв. мили (рис. 1), если считать границу ИЭЗ методом серединной линии, являющейся равноудаленной от ближайших земельных владений и базовых линий обеих сторон, отсчитываемой на юге от материковой территории и далее на севере от островных территорий сторон. В случае если Россия отдаст Японии четыре острова (Шикотан и Хабомаи, Итуруп и Кунашир), то прирост исключительной экономической зоны Японии примерно составит 86000 кв. мили площади исключительной экономической зоны (рис. 2), однако в этой области добывается треть всей морской рыбы России и находятся перспективные площади на обнаружение месторождений нефти и газа в шельфе Охотского моря.

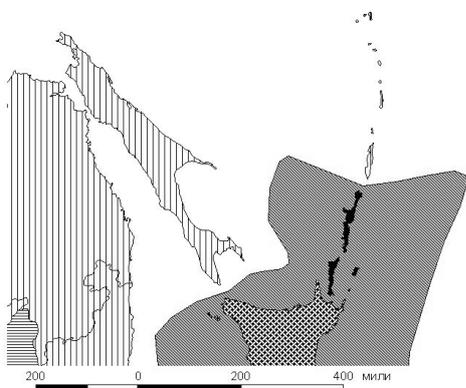
Кроме огромных сырьевых ресурсов (нефти, магния, рения, титана, серы) острова обладают также рекреационным потенциалом почти нетронутой природы. Курилы и прилегающие к ним морские акватории представляют собой один из уникальных по биологической продуктивности районов Мирового океана. Они являются местами нереста, обитания и миграции особо ценных промысловых рыб и живых объектов на площади 196 тыс. кв. км континентального шельфа. Вероятная суммарная величина потерь для России от отчуждения этой территории, по самым приблизительным оценкам, составит порядка 2,5 трлн. долларов.

Поэтому возникает естественный вопрос: настолько ли богата наша страна, чтобы пожертвовать этой бесценной дальневосточной жемчужиной. К тому же проходит важнейший стратегический рубеж национальной безопасности России. А эта сфера жизненных интересов государства не должна становиться предметом торга.

В заключение стоит сказать, что большая часть пограничной линии России не прошла соответствующего международно-правового оформления и не имеет статуса государственной границы, потому, что не делимитирована (точно не определена на местности) и не демаркирована (не установлены пограничные знаки). Многие пограничные территории России и соседних государств являются спорными, среди них имеются как «официальные» (на государственном уровне), так и не «официальные» (на уровне обсуждений общественными организациями).

Например, Норвегия предлагает отодвинуть западную границу России на Баренцевом море на восток и принять под свою юрисдикцию более 150 тыс. кв. км акватории. Россия уже шла на уступки в принадлежности острова Шпицберген, когда в 1925 году Норвегия вступила в его управление как неотъемлемой частью королевства под древним названием Свальбард (СССР присоединился к этому договору в 1935 году). В 1944 году советское правительство предложило изменить статус Свальбарда, предложив ввести совместное его управление Норвегией и СССР в качестве кондоминиума. Первые переговоры по делимитации зон континентального шельфа России и Норвегии начались в 1970 году. Обе страны являлись участниками Конвенции о континентальном шельфе 1958 года, и положили ее в основу своих обсуждений. Позиция Норвегии состояла в том, что, исходя из положений конвенции, применяться должно правило серединной линии. Советская сторона заявляла о наличии особых условий, когда необходимо применять линию, установленную Декретом 1926 года для определения принадлежности к СССР земель и островов в Арктике (так называемая «секторальная линия»). Спорный район шельфа между двумя линиями составляет в целом 175 тысяч кв. км, из которых 155 тысяч кв. км находятся в Баренцевом море (это 11 процентов его общей площади). Обе стороны подходят к переговорам с серьезностью и конструктивные переговоры в этом ключе продолжаются.

Данная позиция по спорному вопросу с Норвегией, может быть взята, как за один из вариантов решения проблемы Курильских островов, где передача островов, не лишала бы России права совместного пользования природными ресурсами акватории Курильских островов. Поэтому к вопросу возможной передачи Курильских островов, стоит подходить более трезво и осмысленно, и учитывать все экономические параметры, так в противном случае мы потеряем не только часть территории, но и многомиллиардные поступления в бюджет от рыбной ловли и будущего освоения месторождений углеводородного сырья на шельфе Охотского моря.



Административное деление
 ■ Острова переданные Японии
 □ Россия
 ▨ Япония
 ▩ Китай
 ■ Исключительная экономическая зона Японии после передачи ей 4-островов (Шикотан, Хабомаи, Итуруп и Кунашир)

Литература

1. Конвенция Организации Объединенных Наций. по морскому праву. Совершено в Монтего-Бее 10 декабря 1982 г.
2. Интернет (<http://www.hi-edu.ru/x-books/xbook010/01/index.html?001.htm>, <http://www.vff-s.narod.ru/kur/his/k-is11.html>, http://www.yabloko.ru/Publ/2003/2003_05/2003_neft_3.html)

Рис. 2. Исключительная экономическая зона Японии

КРИОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ОСНОВНОЙ РУДНОЙ ЖИЛЫ КАЛГУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ Д.И. Бабкин

Научный руководитель доцент А.А. Поцелуев
 Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Для изучения состава газожидких включений в минералах разработан ряд методик, комплексное использование которых позволяет достаточно охарактеризовать состав и концентрацию солевых и газовых компонентов минералообразующих растворов. Эти методы разделяются на две группы: нацеленные на изучение валового состава включений и на исследование индивидуальных включений.

Исследование флюидных включений проводилось в пластинках кварца толщиной 0,3-0,5 мм., отполированных с обеих сторон. Флюидные включения были просмотрены и изучены в 9 пластинках. Изученные образцы были отобраны на 19 горизонте основной рудной жилы данного месторождения. Они представляют продукты главной продуктивной стадии формирования Калгутинского месторождения.

Для исследования валового состава включений был использован метод газовой хроматографии, который позволяет определять H_2O , CO , H_2 , N_2 , а также предельные (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_5H_{12} , C_6H_{14}) и непредельные (C_2H_2 , C_2H_4) углеводороды.

Исследование индивидуальных включений проводилось методом криометрии, гомогенизации и романовской спектроскопии. Метод криометрии, по мнению А.С. Борисенко (Борисенко, 1977), является наиболее предпочтительным при анализе индивидуальных включений. С его помощью можно определить состав твердых фаз, а также состав и концентрацию преобладающих компонентов в растворе и газовой фазе включений. Наиболее надежные результаты получаются при исследовании достаточно концентрированных растворов, в которых твердые фазы присутствуют или возникают время охлаждения.

Солевой состав гидротермальных растворов определяется большим разнообразием растворенных компонентов. Он определяется по температуре эвтектики раствора. Раствор конкретного компонентного состава характеризуется соответствующей эвтектикой, кристаллизующейся при строго определенной температуре. Температура кристаллизации эвтектики индивидуальна для каждой солевой системы и служит одним из надежных критериев их диагностики. Определение этого параметра водно-солевых растворов любого состава и концентрации производится методом криометрии. При охлаждении из раствора, если он не соответствует эвтектическому, выпадают в виде твердых фаз (соль или лед) компоненты, находящиеся в избытке по отношению к их эвтектической концентрации. В результате этого остаточный раствор приближается к эвтектическому и при достижении температуры эвтектики кристаллизуется как эвтектическая смесь. Растворы одинакового компонентного состава, но разной концентрации, характеризуются одной и той же температурой заморзания эвтектики, на основании чего их можно отличить от растворов другого состава. Это свойство растворов позволяет использовать температуру кристаллизации эвтектики для определения качества исследуемого раствора при криометрическом анализе (Борисенко, 1977).

Не менее важным диагностическим признаком растворов газожидких включений может служить определение существующих или возникающих при охлаждении твердых фаз. Они указывают на принадлежность растворов к той или иной солевой системе, кроме того, по температурам их плавления можно судить о концентрации растворенных компонентов. Основными свойствами твердых фаз, по которым можно провести их диагностику во включениях, являются оптические свойства, форма кристаллов, температурный коэффициент растворимости и температурные рамки существования.

Важным диагностическим признаком твердых фаз является форма их кристаллов. Большинство изученных солей обладает довольно характерными формами кристаллов. Характерной особенностью твердых фаз являются температурные рамки их существования. Для каждой соли существует область, в которой она может находиться в равновесном состоянии с раствором. В нашем случае наблюдались свойственные галиту ($NaCl$) ограненные кубические кристаллы (рис.1), которые находились в равновесии с раствором при температуре выше $0^{\circ}C$. Для льда (H_2O) наблюдались характерные гексагональные пластинки, температурный интервал существования которых ниже $0^{\circ}C$.

Дополнительную информацию для диагностики твердых фаз дает изучение газовой составляющей включений. Методом романовской спектроскопии и газовой хроматографии газовая составляющая включений была диагностирована как CO_2 . Наличие в газовой фазе включений этого газа исключает присутствие в равновесном с ней растворе Na_2CO_3 и K_2CO_3 . Замерзание концентрированных растворов сопровождается более резким потемнением включений, чем разбавленных. Хлоридные растворы превращаются в темный непрозрачный мелкозернистый агрегат. Автором при криометрии флюидных включений наблюдались эти явления, что еще раз подтверждает правильность определения и диагностики солевого состава этих включений.

Далее, после определения состава и температуры эвтектики солевого раствора, проводится измерение температуры плавления льда. Измерение этой величины позволяет определить концентрацию растворенных солей в растворе в пересчете на $NaCl$.

В пластинках кварца были обнаружены флюидные включения размером 5-45 мкм, имеющие как правильные, так и неправильные очертания (формы). В соответствии с известными критериями по времени захвата они подразделяются на первичные, первично-вторичные и вторичные включения. Первичные включения расположены равномерно в объеме минерала-хозяина, первично-вторичные приурочены к трещинам, не выходящим за пределы зерна кварца. Включения, залечивающие трещины в кварце, отнесены к вторичным. Неправильные очертания характерны для вторичных включений.

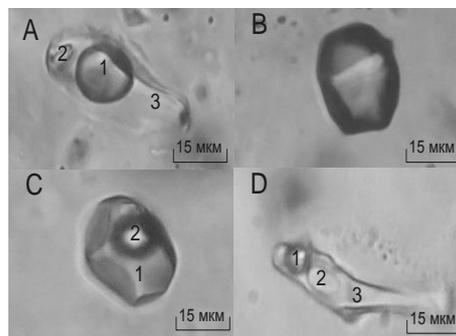


Рис.1. Типы включений в кварце: А) 3-фазное включение (1 – пузырек CO_2 , 2 – кристалл соли, 3 – вода), В) объемное включение с CO_2 , С) 2-фазное включение (1-жидкость (H_2O), 2 – пузырек газа (CO_2), D) 3-фазное включение (1 – пузырек CO_2 , 2 – кристалл соли, 3 – вода). Размер включений составляет 20 – 35 мкм

CO_2 ,
 C_4H_{10} .

ВО

Основные типы включений представлены на рис. 1. По форме, составу и в соответствии с представлениями Г.Г. Леммлейна (Леммлейн, 1973) они относятся к первичным – ксеногенным, аутигенным (рис.1, А, В, С) и вторичным (рис.1, D). В основном преобладают двухфазные включения, чуть реже встречаются однофазные (объемные газовые и жидкие). В незначительном количестве встречаются трехфазные включения. Жидкая фаза в них представлена в основном H_2O с растворенными в ней солями. Твердая фаза представлена кристаллами солей и рудных минералов. Газовая фаза представлена различными газами, в основном CO_2 .

Криометрические исследования проводились в криокамере, разработанной ОИГГиМ СО РАН г. Новосибирск.

Методом криометрии было проанализировано 30 включений. Анализировались в основном двухфазные газожидкие (рис. 1, С) и трехфазные включения (рис. 1, А), так как они имеют наибольшие размеры (до 45 мкм). В трехфазных включениях, где твердая фаза представлена кристаллами солей, они по описанной выше методике (температуре эвтектики, форме кристаллов, оптическим свойствам, скорости растворения, температурным рамкам существования и газовой составляющей) были диагностированы как галит ($NaCl$). Изучение температур эвтектики растворов во включениях позволило определить компонентный состав солевых систем. Основным компонентом этих систем на изучаемом месторождении является $NaCl$. Кроме того, в небольших количествах в виде примесей присутствуют KCl , $MgCl_2$, хлориды Fe.

Концентрация растворенных солей определялась по температуре плавления льда. В нашем случае большинство включений имеют растворы с умеренной соленостью 7-16 мас.% - экв. $NaCl$. Во включениях, где твердая фаза представлена галитом ($NaCl$), соленость довольно высокая (17-26 мас.% - экв. $NaCl$), и всегда выше по сравнению с двух- и однофазными включениями (жидкие и газожидкие).

Таким образом, можно сделать вывод, что формирование месторождения происходило из среднесолевых растворов. Минералообразующая среда представляла собой гетерогенный флюид, состоявший из водно-солевых и углекислотно-углеводородных компонентов.

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газожидких включений в минералах методом криометрии. // Геология и геофизика. – 1977. – №8. – С. 16-27.
2. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. – М.: Наука, 1973. – 328 с.
3. Сафонов Ю.Г. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогическо-геохимические особенности, вопросы генезиса. // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т.45. – №5. – С. 429-451.

ВОДА КАК ОСНОВНОЙ КОМПОНЕНТ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ КВАРЦА КАЛУГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.И. Бабкин, А.П. Баталов

Научный руководитель доцент А.А. Поцелуев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Для исследования газожидких включений были отобраны мономинеральные фракции кварца (размер 0,5...0,25 мм) из различных геологических образований Калугинского месторождения. Газовохроматографический анализ выполнен в лаборатории термобарогеохимии института минералогии и петрографии СО РАН (г. Новосибирск) на установке ЛХМ-80 (заведующий лабораторией А.А. Томиленко, аналитик Л.Н. Фомина). Были проанализированы следующие компоненты газожидких включений: H_2O , CO_2 , CO , H_2 , а также предельные (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , C_6H_{14}) и непредельные углеводороды (C_2H_2 , C_2H_4).

Изучение включений проводилось в полированных с двух сторон пластинках кварца толщиной 0,2 мм. Просмотрено 9 пластинок кварца по основной промышленной жиле 87. Всего изучено около 100 включений.

Анализ включений показал, что в основном преобладают двухфазные включения, чуть реже встречаются однофазные (объемные газовые и жидкие). В незначительном количестве встречаются трехфазные включения. Жидкая фаза в них представлена в основном H_2O с небольшими концентрациями растворенных солей. Твердая фаза представлена кристаллами солей и рудных минералов. Газовая фаза представлена различными газами, в основном CO_2 .

Температура гомогенизации газожидких включений меняется от 290...340°C до 140...160°C (минимальная температура образования первичных газожидких и вторичных включений, соответственно). Значительный разброс температур является следствием различной природы включений. Таким образом, температура образования кварца основного этапа рудообразования составляет как минимум 290...340°C; более позднее гидротермальное преобразование происходило в условиях более низких температур (140...160°C) с формированием вторичных включений. Полученные температурные характеристики основного этапа рудообразования в целом согласуются с данными, полученными ранее (Дергачев, 1983) по Калугинскому и другим редкометалльным месторождениям Горного Алтая.

Основными компонентами газожидких включений в кварце являются вода (до 92%) и углекислота (до 8%), остальные компоненты содержатся в менее значимых концентрациях.

По общей флюидонасыщенности (сумма всех газов и воды) кварца рудоносные образования заметно отличаются друг от друга. Более насыщен кварц грейзенового тела «Мо-шток 1» и жилы 1–2 (в среднем 1630 и 1600 мг/кг), в кварцах других рудных тел содержание флюида снижается до 1050...1220 мг/кг. Как видно из полученных данных это различие, по-видимому, обусловлено в первую очередь различной изученностью рудных тел по вертикали (различным относительным уровнем сечений тел). В тоже время отмечается общая закономерность в уменьшении флюидонасыщенности кварца с глубиной. Градиент уменьшения содержания флюида в кварце с глубиной (в расчете на 10 м) по рудным телам составляет: жила 87 (от 20 к 19 горизонту) 58 мг/кг; жила 69–70 – 47 мг/кг; «Мо-шток 1» – 37 мг/кг. Исключение составляет жила 87, где от горизонта штольни 19 к 18 увеличивается флюидонасыщенность кварца. Учитывая ранее полученные данные по зональности оруденения (Поцелуев, Котегов, 2002), можно сделать вывод о

ярусном (волновом) распределении оруденения в пределах основной промышленной рудной жилы 87 и высоких перспективах рудоносности ее более глубоких горизонтов.

Содержание воды в кварце рудоносных образований изменяется в широких пределах от 880 до 1500 мг/кг. Максимальными содержаниями воды резко выделяются (на фоне других образований) Мо-шток 1 и жила 1–2, где ее среднее содержание составляет 1500 мг/кг. Мо-шток 2 характеризуется минимальными содержаниями воды – 880 мг/кг. Во всех изученных рудоносных образованиях концентрация воды с глубиной заметно снижается. При этом в кварце основной промышленной жилы 87 при переходе от 19 горизонта к 18 отмечается заметное увеличение концентрации воды и остальных газов.

Необходимо заметить, что подобная тенденция (уменьшение с глубиной содержания воды) наблюдается и при сравнении разноглубинных вольфрамовых месторождений Горного Алтая. От малоглубинных к глубинным месторождениям уменьшается содержание воды и общей суммы газов (Кужельская, Дергачев 1990). Возможно, эта закономерность одинаково проявляется на разном масштабном уровне рудообразования (от отдельных рудных жил до рудных полей и узлов).

Содержание углекислоты в кварцах различных рудоносных образований изменяется в узком диапазоне от 43 до 85 мг/кг. В значительно большей степени варьируют концентрации CO от 7 до 43 мг/кг. Между рудоносными образованиями отмечается прямая зависимость в изменении концентраций компонентов (максимальные концентрации отмечаются в Мо-штоке 2, а минимальные в жиле 69–70).

Не наблюдается заметного изменения концентрации углекислоты с глубиной. Но в связи со значительным снижением концентрации воды «углекислотность» флюида ($CO_2 \cdot 100/H_2O$) заметно возрастает. Обращает на себя внимание не только общая закономерность в увеличении «углекислотности» флюида, но и близость величины градиента (в расчете на 10 м) увеличения этого параметра с глубиной. В жиле 87 (от 20 к 19 горизонту) он составляет 0,13 ед.; в жиле 69–70 – 0,17 ед.; в «Мо-штоке 1» – 0,15 ед. В жиле 87 с глубиной величина градиента заметно снижается.

Ранее, В.Б. Дергачевым с коллегами (Дергачев, Никитина, 1983), были получены близкие данные по содержанию воды, углекислоты и «углекислотности» кварцев Калгутинского и других месторождений Горного Алтая. В работе авторы делают вывод о том что «углекислотность» флюида заметно снижается от раннего грейзенового этапа рудообразования к более позднему жильному продуктивному (от 20...50 до 2...10 ед.). Полученные нами данные показывают отсутствие отличия по этому параметру между ранними грейзеновыми образованиями (автономное грейзеновое тело «Мо-шток 1») и более поздними продуктивными кварцевыми жилами. Очевидно, главным фактором является изменение «углекислотности» флюида с глубиной, что ранее не было изучено.

Водород обнаружен в значительных концентрациях (5...8 мг/кг) в кварце «Мо-штока 2». В пределах основной промышленной рудной жилы 87 на верхних горизонтах содержание H_2 ниже порога чувствительности анализа, но на нижнем горизонте содержания компонента заметно возрастают до 5 мг/кг.

Среди углеводородов (УВ) ведущую роль играет метан, менее распространены (в порядке убывания) C_2H_2 , C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12} , $C_4H_{4,6}$, C_6H_{14} . В изменении концентрации углеводородов по отношению друг к другу отмечается прямая зависимость. УВ в максимальных концентрациях содержатся в кварце «Мо-штока 2». С глубиной отмечается общее увеличение содержания УВ в кварце, а при общей тенденции снижения содержания воды, в еще большей степени возрастает отношение УВ к H_2O .

Изменение состава включений кварца происходит в целом за счет трех элементов – O, H и C. Нами проведен пересчет содержания газов и воды в кварце жилы 87 на верхнем и нижнем горизонте на содержание химических элементов (табл.1). Анализ этих данных позволяет представить в целом картину изменения состава рудообразующего флюида в процессе его миграции в области рудоотложения.

При перемещении флюида вверх по восстанию на 120 м. происходит увеличение содержания кислорода на 29% за счет возрастания доли элемента, приходящейся на газы, высшей степени окисления (H_2O и CO_2). А доля элемента, связанная с газом промежуточной степени окисления (CO), резко снижается (на 44%). Подобным образом меняется содержание водорода. В целом содержание элемента резко возрастает на 26 %, но происходит это за счет окисленной формы (H_2O), а содержание элемента в виде восстановленных форм ($H_2+УВ$) резко снижается (на 40%).

Если содержание кислорода и водорода в системе по восстанию рудного тела в целом растет, то содержание углерода заметно снижается на 15% (9,6 мг/кг). При этом значительно снижается доля углерода в виде восстановленных форм (УВ) и CO, и это снижение не компенсируется слабым увеличением содержания CO_2 . Потеря углерода из системы только по составу законсервированного в виде включений флюида составляет 9,6 мг/кг.

Таблица 1

Содержание основных элементов в составе газов кварца жилы 87, г/т

Горизонт	Кислород			Водород		Углерод			
	Форма нахождения						CO ₂	CO	УВ
	H ₂ O	CO ₂	CO	H ₂ O	H ₂ +УВ				
20	1133	58	8,6	142	5,6	21,8	6,4	26,3	
	(+31,4%)	(+11,5 %)	(-44 %)	(+31,4%)	(-40 %)	(+12 %)	(-45 %)	(-20 %)	
	Σ1200 (+29 %)			Σ147,6 (+26 %)		Σ54,5 (-15 %)			
18	863	52	15,4	108	9,2	19,5	11,6	33	
	Σ930,4			Σ117,2		Σ64,1			

Примечание. В скобках даны изменения содержания элементов в % от нижнего к верхнему горизонту

Таким образом, появление в жилах графита является свидетельством резкого изменения состава флюидной фазы. Очевидно, что основной предпосылкой для формирования графита является наличие углеводородов в составе флюида и поступление в систему кислорода в концентрациях, недостаточных для полного окисления всех компонентов. Таким образом, вода является основным компонентом включений (до 92%) и содержит максимальное количество кислорода. Это объясняется тем, что при продвижении флюида вверх происходит его сильное окисление и почти весь водород, содержащийся в нем, вступает в реакцию с образованием воды.

Литература

1. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитоидов юга Горного Алтая. // Геология и геофизика. – М., 1998. – №7. – С. 901–916.
2. Добрецов Н.Л. Мантгийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов. // Геология и геофизика. – М., 2003. – т.44. – №12. – С. 1243–1261.
3. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах. // Доклады РАН. – М., 2001. – т.378. – №4. – С. 535–537.
4. Дергачев В.Б., Никитина Е.И. Содержание воды и углекислоты и кинетика их выделения из кварцев вольфрамовых месторождений юго-востока Горного Алтая. // Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. – Новосибирск, 1983. – С. 18–27.
5. Кужельная Е.В., Дергачев В.Б. Вертикальная зональность разноглубинных вольфрамовых месторождений Горного Алтая. // Геология и геофизика. – М., 1990. – №5. – С. 59–67.
6. Поцелуев А.А., Котегов В.И. Зональность и закономерности в соотношении содержаний химических элементов в жилах и околожильных грейзенах (Калгутинское месторождение). // Известия вузов: Геология и разведка. – М., 2002. – №4. – С. 59–66.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МИНЕРАЛОВ РУДНЫХ ЖИЛ КАЛГУТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.П. Баталов, Д.И. Бабкин

Научный руководитель доцент А.А. Поцелуев
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Для изучения химического состава основных рудо- и породообразующих минералов были отобраны под бинокулярным микроскопом мономинеральные фракции вольфрамита, молибденита, халькопирита, пирита, мусковита, полевого шпата и кварца, которые были проанализированы различными аналитическими методами на широкий спектр элементов.

Анализ **вольфрамита** из жилы 87 показал, что в его составе отмечаются повышенные концентрации Sc, Cr, Cu, Nb, Ag, Sb, Ta, Au, Bi. Содержание Sc колеблется от 5 до 54 г/т и в среднем составляет по жиле 87 - 15 г/т. Необходимо отметить, что подобные низкие содержания Sc характерны для вольфрамитов Алтая, Урала, Забайкалья и некоторых месторождений Монголии (Иванова и др., 1978). Высокие содержания Cu отмечаются в вольфрамите жилы 87. Среднее содержание элемента составляет 0,18% и изменяется от 0,06 до 0,3%. Содержание Nb изменяется от 20 до 800 г/т и в среднем составляет 290 г/т. В целом содержания элемента являются не высокими. В вольфрамитах многих месторождений содержание Nb на порядок выше. Содержание Ta изменяется почти на два порядка от 8 до 690 г/т. Большее среднее содержание Ta характерно для вольфрамитов жилы 87 (190 г/т). Очевидно в пределах Калгутинского рудного поля отмечается высокая неоднородность в распределении Ta в вольфрамитах. Учитывая общее низкое содержание Ta в рудах, можно сделать вывод о том, что вольфрамит является основным минералом-концентратором элемента в рудах. Ag встречается в концентрациях от 0,5 до 5,4 г/т. Большие содержания элемента отмечаются в вольфрамите жилы 87. Это в целом согласуется с общим содержанием элемента в рудах. Содержание Au является стабильным во всех изученных вольфрамитах и составляет 25 мг/т. Концентрация Sb в вольфрамите изменяется в широких пределах от 0,1 до 602 г/т. Более высокое общее содержание Sb выявлено в рудах жилы 87. Содержания Bi изменяются в диапазоне от 30 до 3000 г/т, средняя концентрация – 1760 г/т. Из всех изученных минералов в вольфрамите отмечаются максимальные содержания Sc, Cr, Nb, Ta, Sb.

Молибденит из жилы 87 имеет высокое содержание – Co, Cu, Ag, W, Au, Bi. Помимо этого в молибдените определены содержания Re, In, Te, Se. Содержание Ag изменяется в значительных пределах от 11 до 260 г/т. Максимальное среднее содержание составляет 78 г/т в молибдените жилы 87. Au содержится в количествах от 10 до 15 мг/т и его вариации весьма незначительны. Содержания In, Te, и Se составляют 0,2%, 0,004% и 0,01% соответственно. Содержание Re по единичному определению составляет 0,87 г/т, что является весьма незначительной величиной. В молибдените некоторых медно-молибденовых месторождений содержание этого ценного элемента достигает 400-1200 г/т. Содержание Bi в молибдените достигает 6000 г/т.

Халькопирит характеризуется повышенным содержанием Co, Zn, Ag, W, Ag, Pb, Bi, Re, In, Te, Se. Содержание Zn в халькопирите стабильно высокое, достигает 2 % и обусловлено, по-видимому, главным образом, микровключениями сфалерита. Ag образует концентрации до 200 г/т. Максимальные вариации отмечаются в халькопирите жилы 87 (от 0,2 до 110 г/т). Содержание Au в халькопирите жилы 87 стабильное и не высокое – 15 мг/т. Концентрации Bi меняются в широких пределах от 80 до 6000 г/т, а в отдельных зернах достигают величины 5,08%. Это может быть обусловлено микровключениями собственных минералов Bi.

Пирит характеризуется высокими концентрациями Co, Ni, Cu, Zn, W, Ag, Au, Pb, Bi, In, Te, Se. Пирит содержит максимальные концентрации Co из всех изученных минералов. Содержание Co в минерале изменяется от 62 до 790 г/т. Cu и Zn выявлены в концентрациях до 2 и 1,5% соответственно. Ag в пирите содержится от 0,2 до 29 г/т. Содержание Au в пирите, как правило, составляет 15 мг/т. Но в одной из проб жилы 87 содержание элемента составляют 160 мг/т. Концентрации Bi в пирите являются весьма высокими от 300 до 3000 г/т. Содержания других элементов в пирите составляют: Re-0,37, In-400, Te-42, Se-25 г/т.

Мусковит характеризуется повышенным содержанием наряду с основными рудными элементами (W, Mo, Cu, Bi) широкого спектра редких элементов – Li, Rb, Cs, Nb и Ta. Содержание Li в мусковитах является стабильно высоким – 600-800 г/т. Максимальные содержания Rb выявлены в мусковитах жилы 87 (до 2490 г/т). Содержание Cs в

мусковитах изученных тел более неоднородно. Наибольшее среднее содержание элемента установлено в минерале жилы 87 (340 г/т).

В кварце рудных жил отмечается высокое содержание Cu, Mo, W. Высокое содержание Ag (1,4 г/т) отмечается в кварце жилы 87. Распределение Au более неравномерно. В кварце жил содержание Au значительно ниже – 1-38 мг/т. В составе сульфидных «отходов», накапливающихся при получении вольфрамитового концентрата выявлен графит. Минерал характеризуется разупорядоченной, поликристаллической структурой, переходной к полнокристаллическому состоянию. Размер микрокристаллов графита составляет 4...6 нм. Графит характеризуется «легким» изотопным составом углерода. В зернах графита установлены высокие концентрации Au, Ag, Hg, Te, Sb, Bi, Cu, Pb, Zn, Fe, S. Выявлено закономерное увеличение концентрации углерода с глубиной, а также пространственная связь в распределении элемента и W, Mo, Cu, Au, Pt, Pd и других металлов. Графит формировался в составе главных минеральных ассоциаций основного этапа рудообразования.

Редкоземельные элементы в минералах. Исследование РЗЭ в минералах различных геологических образований месторождения позволяет провести генетические сопоставления и реконструкции и оценить степень фракционирования элементов. Были изучены уровни накопления и характер распределения РЗЭ в мономинеральных фракциях основных минералах месторождения. При этом оказалось возможным исследовать РЗЭ в ряде «сквозных» минералов, которые характерны для всех или большинства изученных образований (кварц, полевые шпаты, мусковит).

В **кварце** содержание РЗЭ варьирует в широких пределах - от 2,2 г/т до 37 г/т. Минимум отмечается в кварце жилы №87. В последнем случае близость содержаний РЗЭ подчеркивает первично магматическую природу основной массы кварца метасоматитов.

Жильный кварц характеризуется минимальными содержаниями РЗЭ (2,2 г/т). При этом в них минимальным является содержание всех лантаноидов. Преобладание легких элементов над тяжелыми, в целом сохраняется, Eu-минимум слабо выражен, нормированная кривая предельно выровнена. Характеристики кварцев жилы № 87 и Мо-штока идеально совпадают, что является прямым свидетельством их генетического родства.

В **мусковитах** содержание РЗЭ изменяется от 11 до 89 г/т. Изменение концентрации лантаноидов в мусковитах прямо зависит от их общего содержания в породе. Нормированные кривые распределения элементов в мусковитах отражают преобладание легких РЗЭ и в целом подобны распределению элементов в соответствующих геологических образованиях.

В **вольфрамитах** отмечаются значительные отличия по содержанию РЗЭ. В вольфрамитах жилы № 87 их общее содержание равно 4,8 г/т. Для них также характерно повышенное содержание Eu, Tb, Yb, Lu. В целом для вольфрамитов характерно относительное преобладание средних и особенно тяжелых лантаноидов над легкими, в силу чего нормированные кривые имеют приподнятое правое крыло.

Молибдениты месторождения характеризуются наименьшими содержаниями РЗЭ (1,8-2,1 г/т). Крайне низкими на уровне хондритов являются содержания всех изученных элементов. Нормированная кривая имеет слабо поднятое правое крыло тяжелых лантаноидов, относительно левого крыла.

Содержание РЗЭ в **пирите и халькопирите** почти одинаково и находится на очень низком уровне (от 1,8 до 6,2 г/т). В целом это соответствует содержанию элементов в молибдените, что позволяет указать на крайне низкое содержание лантаноидов в сульфидах вообще. Нормированные кривые имеют волнообразный характер с проявленным максимумом Ce и Lu и характерным Eu-минимумом.

В целом полученные результаты исследования распределения РЗЭ в геологических образованиях и их минералах позволяют заключить, что формирование месторождения происходило за счет гомогенного источника рудо- и минералообразующих сульфидов на фоне эволюции их состава и кислотно-щелочных свойств.

Условия образования минералов. Авторами был проанализирован состав газовой-жидких включений в кварце. В составе газов обращает на себя внимание большая концентрация углеводородов. Корреляционный анализ этих газов показывает следующее: CO имеет положительную связь со всеми проанализированными газами, H₂O имеет слабую положительную связь только с CH₄, C₂H₂, C₂H₄, C₂H₆. H₂ имеет положительную связь со всеми компонентами. Все остальные компоненты имеют положительные корреляционные связи.

Анализ изменения содержания H₂O и CO₂ в кварце жилы 87 показывает, что с глубиной их концентрация уменьшается. Максимальные содержания этих компонентов отмечаются на 20 горизонте (верхний горизонт). При этом с глубиной растет концентрация следующих компонентов: CO, CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈, C₄H₁₀, C₅H₁₂, C₆H₁₄. На нижнем 18 горизонте в составе включений появляется водород (до 5 мкг/кг). Из углеводородов снижение концентрации отмечается только у C₂H₂. В околожилых грейзенах наблюдается примерно такая же картина, за исключением C₆H₁₄, концентрация которого с глубиной снижается, и C₂H₂ – его концентрация с глубиной увеличивается.

Эти данные указывают на то, что с глубиной растет восстановленность флюидной системы. Можно предположить следующий режим развития флюида по мере приближения его к поверхности: 1 – резко восстановленный, 2 – восстановленный, 3 – постепенная смена восстановительного режима на окислительный.

Полученные данные согласуются с ранее проведенными исследованиями состава включений в кварцах вольфрамовых месторождений Горного Алтая (Дергачев, 1983). Сопоставление полученных данных с материалами позволяет прогнозировать увеличение масштабов оруденения с глубиной. Анализ изменения соотношения углерода и водорода в системе позволяет сделать вывод о том, что в металлоносном флюиде было несколько форм нахождения этих элементов, соотношение между которыми менялось как во времени, так и в пространстве.

Совокупность всех данных позволяет говорить о значительном влиянии на флюидно-магматическую систему месторождения глубинного источника вещества и энергии, который мог быть связан с мантийным плюмом. Анализ газовой-жидких включений в кварце рудных жил указывает, что формирование основной рудной минерализации происходило в восстановительных условиях.

Литература

1. Дергачев В.Б., Никитина Е.И. Содержание воды и углекислоты и кинетика их выделения из кварцев вольфрамовых месторождений юго-востока Горного Алтая. // Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. – Новосибирск, 1983. – С. 18-27.

- Иванова Г.Ф., Колесов Г.М., Черкасова Е.В. РЗЭ в гранитах, топазах и флюоритах вольфрамворудных районов Монголии. // Геохимия. – М., 1995. – №8. – С. 1157-1177.
- Иванова Г.Ф., Логинова Л.Г., Максимюк И.Е. и др. Иттриевые редкие земли и скандий в вольфрамитах Монголии. // Геохимия. – М., 1978. – №2. – С. 166-183.
- Поцелуев А.А., Котегов В.И. Зональность и закономерности в соотношении содержаний химических элементов в жилах и околожилных грейзенах (Калгутинское месторождение). // Известия вузов: Геология и разведка. – М., 2002. – №4. – С. 59–66.

ПЕРСПЕКТИВЫ БИТУМОНОСНОСТИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН В ПРЕДЕЛАХ ЧЕРЕМУХОВСКО-КАДЕЕВСКОЙ И ЕНОРУСКИНО-КУТУШСКОЙ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Р.Ф. Вафин, А.В. Кальчева, Д.З. Шакирова

Научный руководитель доцент В.М. Смелков

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

Высокие темпы роста потребления нефти, неуклонное истощение нефтяных ресурсов определяют возросший интерес к новым, так называемым альтернативным источникам углеводородного сырья – природным битумам (ПБ). Природные битумы представляют собой высоковязкие преобразованные нефти (Муслимов, Войтович, 1999) и являются ценным сырьем, содержащим кроме углеводородной основы редкие металлы, серу и другие продукты (Батманов, 1994). В комплексе оно может использоваться в различных отраслях народного хозяйства – от дорожного строительства и нефтехимии до медицины.

Республика Татарстан (РТ) являлась долгое время крупнейшим нефтегазодобывающим регионом страны. Однако в последние десятилетия уровень добычи нефти значительно снизился, а надежные резервы для его повышения отсутствуют. В свете этого важное значение имеют поиск скоплений ПБ, а также их освоение. К тому же Татарстан занимает ведущее место в России по степени изученности и количеству запасов ПБ. Так, по мнению ряда исследователей, общие запасы ПБ в РТ составляют от 2-7 млрд.т до 21 млрд.т.

Изучение битумоносности отложений пермского возраста в пределах Волго-Уральской НПП насчитывает более чем 250-летнюю историю. Казанский государственный университет долгие годы ведет планомерные и систематические исследования ПБ – геологического строения, особенностей свойств и состава, подсчет запасов и перспективы промышленного освоения.

На сегодняшний день в РТ выявлено более 450 скоплений ПБ (Муслимов и др., 1999). Все они связаны с продуктивными отложениями пермского возраста, залегающими на глубинах до 300-400 м и представленными терригенными и карбонатными отложениями – это породы-коллекторы казанского, уфимского ярусов верхней перми и сакмарского яруса нижней перми.

Наиболее исследованными районами РТ являются территории западного склона Южно-Татарского свода и восточного борта Мелекесской впадины. Наиболее перспективными отложениями являются верхнепермские, хотя относительно нижнепермских они изучены слабо и неравномерно.

Проведенные в 70-80-х годах в различных районах РТ геологоразведочные работы позволили сделать вывод о том, что пермские ПБ на территории Татарстана не образуют сплошных битуминозных "полей", а залегают в виде локальных скоплений, что обусловлено невыдержанностью и неоднородностью коллекторов, их замещением по площади слабопроницаемыми и непроницаемыми породами, а также влиянием ряда факторов, таких как генетический, палеотектонический, современный структурный и др.

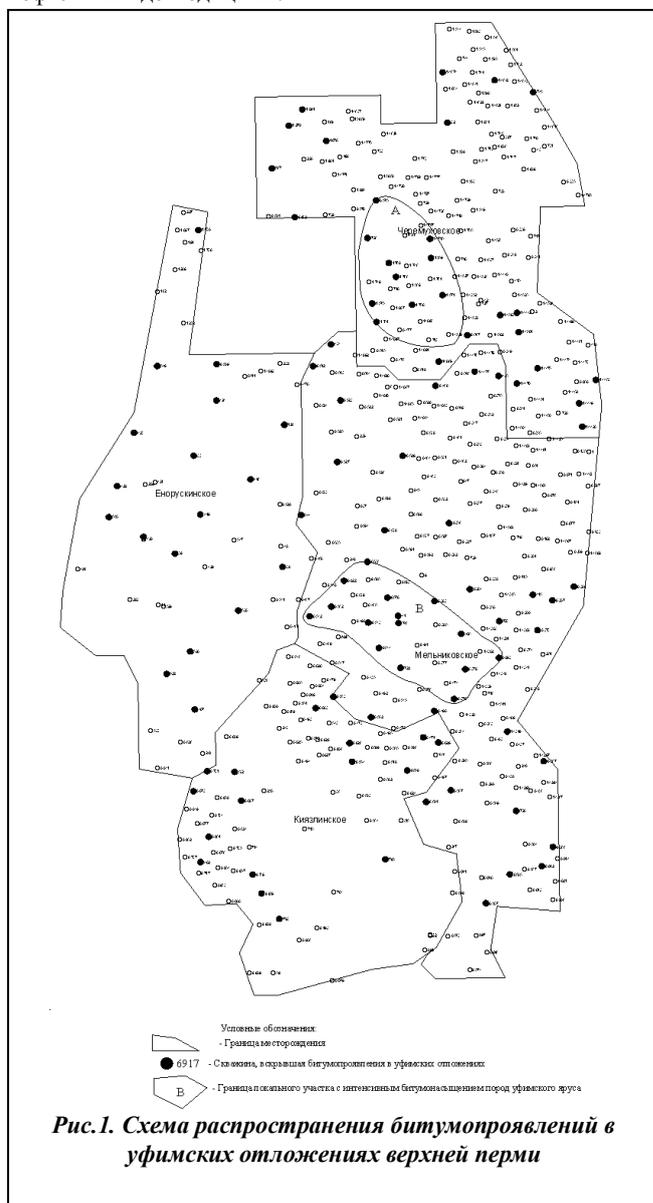


Рис.1. Схема распространения битумопроявлений в уфимских отложениях верхней перми

Генетический фактор сыграл важнейшую роль в их распределении, которое объясняется вертикальной миграцией углеводородов из каменноугольных отложений, именно это обусловило совпадение пермских битуминозных ареалов в плане с площадями распространения залежей нефти в отложениях каменноугольного возраста.

Вполне понятен интерес нефтяных компаний, разрабатывающих те или иные нефтяные месторождения к наличию ПБ и высоковязких нефтей в вышележащих отложениях пермского возраста.

Объектами нашего изучения явились участки, приуроченные к Черемуховскому, Енорускинскому, Мельниковскому и Киязлинскому нефтяным месторождениям, где основные запасы нефти сосредоточены в нижнем и среднем карбоне. В тектоническом отношении эти участки расположены на территории восточного борта Мелекесской впадины – в пределах Черемуховско-Кадеевской и Енорускино-Кутушской структурных зон.

Анализ карты размещения месторождений (залежей) природных битумов РТ показал отсутствие выявленных залежей ПБ на изучаемой территории в отложениях казанского и уфимского ярусов. Наша задача – установить наличие возможных битумопроявлений на изучаемой территории в верхнепермских отложениях, а именно в отложениях уфимского яруса, как наиболее информативных (в плане освещенности керновым материалом и его лабораторными исследованиями на коллекторские свойства). Для этого были обработаны и проанализированы результаты структурного и специального битумного бурения и сопоставлены с данными лабораторных исследований кернового материала. Из описаний керна скважин были выбраны битумонасыщенные интервалы с разной степенью насыщения.

Как видно, битумопроявления в отложениях уфимского яруса распространены почти на всей территории исследований (рис. 1).

По результатам проделанной работы, можно выделить 2 зоны распространения ПБ: 1) зона распространения слабо битумонасыщенных пород, к которой относятся земли Енорускинского и Киязлинского нефтяных месторождений; 2) зона распространения интенсивно битумонасыщенных пород, к ней относятся земли Черемуховского и Мельниковского нефтяных месторождений (рис.2).

По данным Е.Д. Войтовича, Н.С. Гатиятуллина к достоверной части пермского битумоносного потенциала отнесены ресурсы и запасы с содержанием битума в породе по лабораторным анализам не менее 4% к весу породы.

Для территории первой зоны характерны неравномерные битумопроявления в отложениях уфимского яруса. Коллекторами здесь служат песчаники слабо, пятнами насыщенные битумом или со следами сухого выветрелого битума. Лишь в скв. 33 и 420 Енорускинского месторождения и в скв. 6564, 6651, 402 Киязлинского месторождения отмечены битумопроявления, охарактеризованные как сильнонасыщенные, но все же, неравномерно. Пористость пород изменяется от 12% до 20%, битумонасыщенность к весу от 0,37% до 0,42%. Таким образом, данную зону мы отнесли к зоне распространения слабо битумонасыщенных пород.

К территории распространения интенсивно битумонасыщенных пород – вторая зона – мы отнесли районы Черемуховского и Мельниковского нефтяных месторождений.

Здесь битумопроявления в уфимских отложениях распространены более равномерно.

Характер насыщения пород битумом различен – от следов, пятен до среднего и сильного, сплошного. В пределах зоны 2 по степени насыщения, в свою очередь, выделяются два локальных участка (рис.1). - участок А, приуроченный к Черемуховскому нефтяному месторождению и участок В, относящийся к Мельниковскому нефтяному месторождению.

В пределах участка А массовые битумопроявления приурочены к юго-западной части территории Черемуховского месторождения. Коллекторами здесь являются песчано-алевролитовые породы, характер насыщения которых битумом сильный и равномерный. Общая мощность уфимских отложений изменяется от 15 до 28 м, битумонасыщенная мощность от 3 до 8 м и в среднем составляет 7,5 м, из которых 6 м составляют породы, интенсивно насыщенные битумом. Пористость пород варьирует в пределах 7,7-28,7 %, битумонасыщенность к весу достигает значения 8,6 %.

В пределах участка В битумопроявления распространены в центральной и западной частях территории Мельниковского месторождения. Коллекторами здесь являются также песчаники и алевролиты, сильно и равномерно насыщенные битумом. Общая мощность уфимских отложений изменяется в пределах 12-16 м, битумонасыщенная

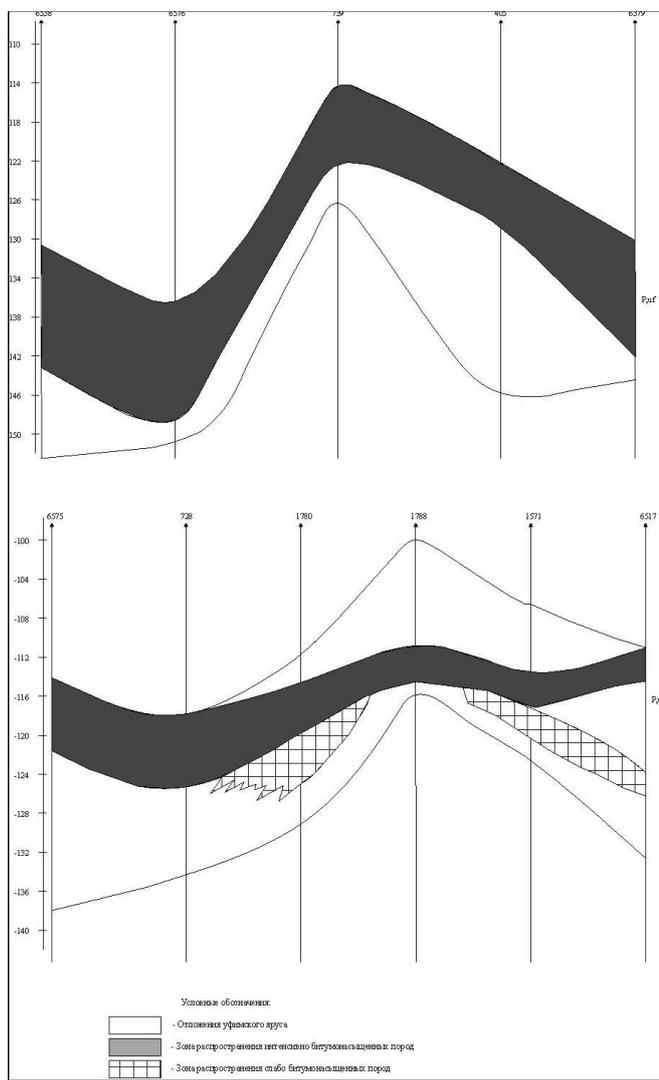


Рис.2. Распределение битумопроявлений в уфимских отложениях верхней перми

мощность от 4 до 11 м и в среднем составляет 8 м. Пористость вмещающих пород составляет 29,7%, битумонасыщенность к весу, к сожалению, не определялась.

Итак, в результате проделанной работы:

1. Установлены битумопроявления различной интенсивности в отложениях верхнепермского возраста по площади.
2. В разрезе каждой скважины (всего около 400) выделены интервалы с различной степенью битумонасыщенности пород верхнепермских отложений.
3. Результаты работ нанесены на схему расположения скважин, выделены зоны распространения пород с различной степенью битумонасыщения.
4. Территория Енорускинского и Киязлинского нефтяных месторождений отнесены к зоне распространения слабо битумонасыщенных пород (1-я зона), территория же Черемуховского и Мельниковского нефтяных месторождений отнесены к зоне распространения интенсивно битумонасыщенных пород (2-я зона).
5. В пределах второй зоны, в свою очередь, выделены два локальных участка с наиболее интенсивным битумонасыщением пород.
6. Рекомендовано при бурении эксплуатационных скважин на этих двух выделенных локальных участках отбирать керн из интервалов верхнепермских отложений для дальнейшего его изучения с целью выработки рекомендаций для возможной разработки ПБ.

Литература

1. Батманов К.Б. Альтернативный источник углеводородного сырья. // Проблемы комплексного освоения трудноизвлекаемых запасов нефти и природных битумов (добыча и переработка): Труды международной конференции. – Казань, 1994. – С.230-231.
2. Муслимов Р.Х., Войтович Е.Д. Геологические условия размещения природных битумов на территории Татарстана. // Высоковязкие нефти, природные битумы и остаточные нефти разрабатываемых месторождений: Труды научно-практической конференции. – Казань, 1999. – С.20-22.
3. Муслимов Р.Х., Смелков В.М., Успенский Б.В. Состояние ресурсной базы природных битумов Татарстана и перспективы ее освоения. // Высоковязкие нефти, природные битумы и остаточные нефти разрабатываемых месторождений: Труды научно-практической конференции. – Казань, 1999. – С.4-12.

СНИЖЕНИЕ ПОТЕРЬ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ШЛАКАХ ПРОБИРНОЙ ПЛАВКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ

В.А. Воропаев

Научный руководитель профессор Ф.А.Чмиленко
Днепропетровский национальный университет, г. Днепропетровск, Украина

При определении содержания благородных металлов (БМ) в рудах и продуктах их переработки основным способом концентрирования является пробирная плавка. Коллектирование в свинцовый коллектор позволяет достаточно быстро получать концентрат БМ. Коэффициент концентрирования составляет 10^3-10^4 , а степень извлечения золота, серебра, платины и палладия при однократной плавке достигает 90 - 95% при удачном выборе состава шихты. Однако до настоящего времени нет удовлетворительного объяснения потерь БМ в шлаках пробирной плавки. К причинам потерь БМ в шлаках относят вязкость расплавленной смеси, присутствие неблагородных примесей, температуру и время плавки, недостаточную степень измельчения и качество смешения компонентов шихты.

Целью данной работы является выявление закономерностей потерь золота, серебра, платины и палладия в шлаках пробирной плавки и разработка способа их устранения действием ультразвука (Чмиленко, 2001). Условия проведения эксперимента описаны Ф.А. Чмиленко (Чмиленко, 2002).

Экспериментально установлено, что минимальные потери БМ в шлаках наблюдаются при использовании кислого флюса, не содержащего кварца. Потери золота и серебра мало зависят от кислотности шихты и составляют 4-6% для золота и до 11% для серебра. Потери платины и палладия при однократной переплавке значительны и тем больше, чем кислее шлак. Кроме того, потери БМ в шлаках возрастают с уменьшением их общего содержания и даже при благоприятных условиях плавки достигают 40-50% при содержании в навеске на уровне микрограммов. Использование ультразвука на стадии плавки позволяет снизить потери БМ до 1-2% независимо от содержания кварца в шихте.

Одним из необходимых условий проведения плавки является качественное измельчение и смешение компонентов шихты. Как видно из табл. 1 потери золота возрастают при плавке плохо измельченных проб. Для устранения потерь БМ в шлаках вызванных плохим смешением и измельчением компонентов шихты также эффективно использование ультразвука.

Таблица 1

Результаты определения золота в руде пробирно-атомно-абсорбционным методом с различной степенью измельчения проб и компонентов шихты (n=3, P = 0,95)

Измельчение,	Определено золота, г/т	
	ПП (однократная плавка)	ППсУЗ
0,074-0,104	7,92 ± 0,32	8,59 ± 0,37
0,104-0,147	7,65 ± 0,30	8,91 ± 0,33

0,200-0,350	7,23 ± 0,47	8,83 ± 0,34
0,500-1,000	5,12 ± 0,67	8,78 ± 0,33
0,074-1,500	5,01 ± 0,64	8,56 ± 0,38

В таблице 2 представлены результаты плавки модельных смесей в случае, когда необходимое количество свинца помещено на дно тигля и БМ могут коллектироваться только за счет диффузии через поверхность расплавленных свинца и шлака. Шихта содержит 10 % кварца и имеет кислотность 1,5. Как видно из представленных данных, потери при таком способе плавки достигают ~ 50 % в отличие от плавки под действием ультразвука.

Строение кислого шлакового расплава рассматривается с позиций коллоидной химии (Сокольский, 1993). После плавления в системе образуется среда, которая состоит из шлаковых "мицелл" с упорядоченным диффузионным слоем. "Мицеллы" слабо взаимодействуют между собой, если температура и внешнее давление не изменяются. Таким образом, если частица благородного металла попадает внутрь "мицеллы", то вероятность контакта с коллектором будет очень мала, и извлечь ее будет достаточно сложно. Наиболее вероятен захват частиц БМ в "мицеллы" для тонковкрапленных руд.

Исходя из вышеизложенного, можно предложить следующий механизм воздействия ультразвука, который складывается из эффектов кавитационного разрушения твердых тел и поверхностных пленок, перемешивания шлака под действием акустических течений и ускоренного массопереноса частиц благородных металлов во внутрь массы коллектора.

На начальной стадии плавки, при температуре образования мелких капель коллектора, ультразвук позволяет получать достаточно устойчивое и гомогенное распределение коллектора в шлаке, не позволяя его мелким каплям достаточно быстро собираться в более крупные. Капли коллектора, находясь в поле ультразвука, совершают интенсивные колебательные движения, что увеличивает скорость массообмена коллектора с благородными металлами. Кроме этого, под действием ультразвука ускоряется реакция между компонентами флюса и руды. В этот период, длящийся около 6-7 мин, шлак достаточно вязкий и выделения диоксида углерода не наблюдается, хотя, несомненно, идет активное его образование и он как бы "зависает" в шлаке.

Таблица 2

Результаты определения золота, серебра, платины и палладия в смеси содержащей по 10 з/т каждого металла пробирно-атомно-абсорбционным методом при различном способе контакта благородных металлов и коллектора (однократная переплавка, n=3, P= 0,95)

	Определено металла, г/т			
	Обычная плавка		Плавка	
	Pb на дне	Pb образуется во всей шихте	Pb на дне	Pb образуется во всей шихте
Au	5,52 ± 0,68	9,61 ± 0,29	9,89 ± 0,21	9,92 ± 0,14
Ag	4,81 ± 0,70	9,23 ± 0,33	9,93 ± 0,24	9,94 ± 0,19
Pd	5,15 ± 0,54	9,34 ± 0,40	9,82 ± 0,30	9,79 ± 0,21
Pt	5,08 ± 0,63	9,07 ± 0,36	9,85 ± 0,23	9,86 ± 0,19

Следующий период (3-4 мин) характеризуется бурным выделением диоксида углерода. Температура поднимается до 900°C, шлак становится более жидким, и не позволяет взвеси газа и частиц коллектора быть устойчивой - частицы слипаются и, одновременно, коллектор оседает, а диоксид углерода поднимается на поверхность, вызывая дополнительное перемешивание компонентов шихты. После образования шлаковых силикатов и боратов в отсутствие ультразвука начинается активный рост шлаковых мицелл. Напротив, ультразвук разрушает мицеллярные структуры за счет вторичных эффектов (кавитация, акустические течения, радиационное давление - вызывают интенсивные турбулентные потоки во всем объеме шлака разрушая сначала диффузный слой мицелл, а затем и сами мицеллы) таким образом высвобождая захваченные частицы благородных металлов. Даже при плавке со свинцом, помещенным на дно тигля эффект перемешивания ультразвуком нивелирует все диффузионные ограничения.

Таким образом, потери благородных металлов в шлаках можно объяснить образованием в расплаве дискретных группировок (шлаковых "мицелл"), которые затрудняют их контакт с коллектором. Наиболее вероятно образование "мицелл" в шлаках, содержащих диоксид кремния. Похожими свойствами обладает, вероятно, оксид алюминия. Применение ультразвука на стадии плавки позволяет устранить потери благородных металлов, обусловленных присутствием диоксида кремния.

Литература

1. Сокольский В.Э., Шовский В.А., Казимиров В.П. и др. Особенности строения высококремнеземистых и высокоглиноземистых шлаковых систем (сварочных флюсов). // Расплавы. – М., 1993. – №6. – С. 18-20.
2. Чмиленко Ф. А., Бакланов А. Н. Ультразвук в аналитической химии. Теория и практика. – Д.: Изд-во ДНУ, 2001. – 264 с.
3. Чмиленко Ф.А., Воропаев В.А., Деркач Т.М., Бакланов А.Н. Пробирно-атомно-абсорбционное определение содержания благородных металлов в рудах с использованием ультразвука. // Журнал аналитической химии. – М., 2002. – т.57. – №9. – С. 929-932.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-КОЛЧЕДАНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА КАТАБУКСКОМ УЧАСТКЕ (АЛЕКСАНДРИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Л.Ф. Галиакбарова
Научный руководитель доцент В.И. Щеглов
Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Катабукский участок является частью Александринского рудного района, расположенного на юге Учалино-Александринской подзоны Восточномагнитогорской зоны Магнитогорской мегазоны.

Рудопроявление Катабукское приурочено к вулканической постройке, сложенной флюидальными кварц-плагноклазовыми риолитами александринской толщи. Постройка расчленена тектоническим нарушением север-восточной ориентировки на два блока. Кислые вулканыты в обоих блоках падают на север под углом 50-80°. Рудная зона локализована в верхней части постройки, залегает субсогласно вмещающим вулканикам. В восточном блоке выявлены зоны с вкрапленной и гнездовой минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита среди серицитизированных риолитов (Соколов, 1998). Количество сульфидов непостоянно, варьирует от 3 до 5%. Максимальные содержания полезных компонентов в отдельных пробах достигают: Zn – 0,78%, Cu – 0,77%.

В западном блоке выявлены зоны с густовкрапленной галенит-сфалерит-пиритовой и пирит-халькопиритовой минерализацией среди серицитизированных риолитов и мелкие линзы серного колчедана. Рудная зона в этом блоке приурочена к основанию экструзивного купола, который сложен крупнопорфировыми кварц-плагноклазовыми риолитами (Тесалина и др., 1998).

По данным геохимического опробования трёх поисковых скважин сделана попытка расшифровки структуры геохимического поля исследуемого участка и разработки генетической модели оруденения. В разрезе рудной зоны проанализировано распределение меди, кобальта, никеля, цинка, свинца, молибдена, галлия, серебра общим объёмом 134 пробы.

Методика исследований автора включала компонентный анализ координатно-привязанных геолого-геохимических данных (метод главных компонент), построение карт распределения химических элементов и значений главных компонент по поисковому разрезу, геологический анализ результатов компонентного анализа и карт распределения, с использованием программы GEOMAP 4 (разработана В.И. Щегловым).

По данным факторного анализа выделяется два основных компонента (табл. 1).

Таблица 1

Значения главных компонент для химических элементов

Признаки	Компонент 1	Компонент 2
Cu	0,42	-0,41
Zn	0,9	0,31
Pb	0,87	0,18
Co	0,04	-0,65
Ni	0,08	-0,71
Mo	0,3	-0,05
Ga	0,14	-0,19
Ag	0,32	0

Первый компонент является ведущим, характеризует профиль оруденения, устанавливает наиболее крепкую связь меди, цинка, свинца, молибдена, серебра. Обращает на себя внимание отсутствие связи кобальта, никеля и галлия с данным компонентом. На картах распределения данного фактора устанавливается разобщённый характер распределения кобальта, никеля и галлия. В разрезе выделяются уровни концентрации максимальных значений фактора. Максимальные значения приурочены к туфам дацитов и риолитов порфировых, плагноклазовых. Можно предположить, что медь, цинк, свинец и молибден здесь концентрировались благодаря их пространственной приуроченности к тектоническим нарушениям. Отмечается хорошо выраженная зависимость состава колчеданных руд от положения их в стратиграфическом разрезе, заключающаяся в росте «полиметалличности» вверх по разрезу.

Второй компонент установил связь только двух элементов – цинка и серебра. Остальные признаки имеют разобщённый характер распределения.

Результаты анализов показывают, что максимальные значения концентраций признаков приурочены к рудоподводящим каналам (системам трещин) в виде субвулканических интрузий. Разрывные нарушения, сопровождающиеся ореолами метасоматически изменённых пород, благоприятны для локализации прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения. Указанная зональность объясняется проявлением рециклинга под воздействием периферических магматических очагов.

Литература

1. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. – СПб: Наука, 1998. – 154с.
2. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. – Миасс, 1998. – С.14-15.

**ОСОБЕННОСТИ МАГNETИТ-ИЛЬМЕНитОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
ЖОМБОЛОКСКОГО И ХААГТЫГ-ОЙСКОГО ГАББРОИДНЫХ МАССИВОВ
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

К.А. Гамаюнова

Научный руководитель профессор А.С.Мехоношин

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

Габброидные массивы являются вмещающими для месторождений титана, ванадия, железа, никеля, кобальта, платиноидов. Многие габброидные массивы рассматриваются как единая серия, дифференциация которой приводит к формированию всего разнообразия слагающих их пород от оливиновых пироксенитов до анортозитов, включая титаномагнетитовые и ильменитовые руды.

Процессы дифференциации наиболее полно проявлены в двух габброидных массивах, расположенных в Восточном Саяне: Жомболокском и Хаагтыг-Ойском с железо-ванадий-титановым оруденением. Сравнительный петрологический, минералогический и геохимический анализ проведен для них с целью формационного анализа и выяснения закономерности размещения рудной минерализации. Кроме собственного материала в работе используются материалы В.И. Богнибова, В.Е. Ковалевского, А.С. Мехоношина (1990).

Жомболокский и Хаагтыг-Ойский массивы находятся в пределах Хамсаринского синклинали Восточного Саяна, располагающегося в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы и связаны с коллизионными процессами, происходившими в нижнем палеозое.

Жомболокский массив располагается в верховьях реки Жомболок, по левым её притокам ручьев Бурсак и Кадыр-Ос и далее к северу он протягивается в истоки реки Хойто-Ока. Это довольно крупный интрузив, площадью не менее 50 км², который относится к Хойто - Окинскому интрузивному комплексу и представляет собой крупный останец среди гранитоидов. Массив разбит дизъюнктивами на ряд блоков, тем не менее, чащеобразная форма его вырисовывается довольно отчетливо. Для внутренней структуры массива характерна грубая расслоенность, тонкополосчатые разности габброидов наблюдается редко, но зато очень отчетливо и повсеместно проявлена трахитоидность, которая обусловлена субпараллельной ориентировкой плагиоклаза и клинопироксена. В составе массива преобладают оливиносодержащие породы, габбро-нориты. Значительно распространены керсутитовые габбро. Амфиболитизированные разности габброидов, являющиеся продуктами наложенных процессов, распространены в контактовых частях интрузии и вдоль прорывающих массив гранитоидных тел.

Массив Хаагтыг-Ой приурочен к Утхумской грабен-синклинали. Массив размещается в междуречье Хойто-Ока - Ия, в верховьях рч. Хаагтыг-Ой - правого притока р. Ия. Так же, как Жомболокский, он является фрагментом некогда крупного концентрически-зонального расслоенного плутона. В настоящее время это крупный ксенолит-останец размером около 2,5х5 км, размещающийся главным образом среди сиенитов и гранитоидов огнитского комплекса среднепалеозойского возраста. Массив имеет четко выраженную полосчатость, которая обусловлена закономерным чередованием оливиновых габбро-норитов разной степени меланократовости, рудных пироксенитов и анортозитов. Наиболее развиты мезократовые разности пород. Каждый слой имеет сложное внутреннее строение из-за периодического выклинивания некоторых разновидностей пород по простирацию. В основном это характерно для слоев рудных пироксенитов, содержащих различные количества титаномагнетит-ильменитовых обособлений. Иногда это сплошные агрегаты внутри пласта пироксенита в виде линз или шпировидных обособлений. В некоторых разностях помимо титаномагнетита и ильменита присутствует значительное количество апатита. Но следует отметить, что все руды в Хаагтыг-Ойском массиве подразделяются на два типа: фосфорсодержащие, или лишенные данного элемента и, соответственно, апатита.

Близкое сходство массивов обусловлено преобладанием в породах мезократовых оливиновых габбро, в том числе с повышенным содержанием титаномагнетита. Главными породообразующими минералами габброидов обоих массивов являются плагиоклаз (40–70% анортита), оливин (с 20-30% фаялита), клинопироксен, керсутит, титаномагнетит, апатит. В незначительных количествах присутствуют биотит и сульфиды.

Оруденение двух массивов локализуется в виде полос и линз согласно с расслоенностью, что, несомненно, может свидетельствовать об образовании титаномагнетита в магматическую стадию. Титаномагнетит образует типичную сидеронитовую структуру, он цементирует силикаты (плагиоклаз, оливин и пироксен). При этом широко развита коррозия силикатов, особенно плагиоклаза, с образованием реакционных оторочек в виде бурого амфибола, вследствие чего плагиоклаз деформируется.

Использование химических анализов, имевшихся в литературе, позволило исследовать петрохимическую структуру всей совокупности пород. По большинству петрохимических параметров все породы Жомболокского и Хаагтыг-Ойского массивов представляют единую группу пород.

Для выявления специфики химизма и сравнения массивов использованы соотношения главных петрогенных элементов: TiO₂, Fe₂O₃, FeO, P₂O₅, MgO и Al₂O₃ наиболее четко подчеркивающих процессы магматической дифференциации, происходившие в этих массивах.

На классификационной диаграмме SiO₂ – Na₂O+K₂O точки состава габброидов Жомболокского массива располагаются вдоль линии, разделяющей низкощелочные и субщелочные образования, значительная часть точек попадает в поле субщелочного состава. Габброиды Хаагтыг-Ойского массива представлены как субщелочными, так и низкощелочными разностями. На данной диаграмме видно, что Хаагтыг-Ойский массив является наиболее дифференцированным как по кремнию, так и по щелочам, образуя единое поле без разрывов, постепенно переходящее в поле пород Жомболокского массива, на что указывает единая линия тренда. Жомболокские габброиды являются менее дифференцированными, а так же имеют более высокие содержания кремнезема и щелочей.

В обоих массивах наблюдается отрицательная корреляционная связь между магнием и алюминием, обусловленная разделением плагиоклаза и темноцветных минералов в процессе кристаллизации. Точки составов этих массивов образуют единое поле. Дифференциация идет вдоль линии плагиоклаз-клинопироксен, при этом рудные габбро являются наиболее магниезильными.

На диаграмме P₂O₅ и TiO₂ выделяется несколько обособленных полей, в которых можно выделить как минимум три линии тренда. Поля составов массивов не перекрываются. Габброиды Хаагтыг-Ойского массива образуют два положительных тренда с высокой и низкой концентрацией фосфора, а габброиды Жомболокского массива отрицательный тренд. Одним из самых существенных особенностей габброидов Хаагтыг-Ойского массива является высокое содержание титана, свойственное всем группам пород. Здесь содержание титана варьирует от 0,5 до 12%, при том, что рудное габбро с содержанием титана от 4%. Высокая титанистость обеспечивается за счет титана оксидных

минералов - титаномагнетита и ильменита, которые в большинстве пород выступают как породообразующие минералы. Содержание титана Жомболокского массива колеблется от 0,13 до 6,8%.

На диаграмме зависимости суммарного железа и магния массивы четко разделяются. В среднем габброиды оцениваются как умеренно магниевые. Исключение, естественно, составляет титан-железородная группа, которая оценивается как умеренно высокожелезистая. Жомболокский массив кристаллизуется с преобладанием магния, что говорит о ранней дифференциации массива.

Принято считать, что позднемагматический титаномагнетит внедрялся в кристаллизующуюся силикатную часть габброидов под большим давлением и частично замещал силикатные минералы с образованием керсутитовых оторочек. На классификационной диаграмме наблюдается разделение на силикатную и рудную составляющую, но не находит отражение временная последовательность разделения минералов. На диаграмме титана и фосфора наблюдается разный характер распределения линий тренда для Жомболокского и Хаагтыг-Ойского массивов, обусловленного разным характером распределения данных элементов в массивах. Вследствие гравитационно-кристаллизационной дифференциации в Жомболокском массиве более легкие минералы (апатит) поднимались в верхние части массива, а более тяжелые опускались вниз. Кристаллизация апатита и железосодержащих минералов Хаагтыг-Ойского массива происходила на разных стадиях: если кристаллизация титаномагнетита связана с позднемагматическим этапом, то апатит кристаллизуется одним из первых в раннемагматическую стадию и может быть отнесен к «аккумуляционным» апатитам.

Формационная принадлежность массивов определяется присутствием в его составе анортозитовой, клинопироксенитовой и базитовой (мафитовой) породных групп с незначительным участием ультрамафитов, главным образом рудных плагиоперидотитов, тесно примыкающих к титанжелезистой группе. Исходя из этого, массивы можно отнести к анортозит-клинопироксенит габбровой формации. Титаноносные массивы данной формации делятся на два типа. В первом из них в результате фракционирования и, возможно, ликвации базитовых расплавов, изначально обогащенных титаном, железом и фосфором, насыщенные окисными рудными минералами основные породы (ультрамафиты и сливные титаномагнетитовые руды) приурочены к нижним, приподошвенным частям массивов. К этому типу относится Хаагтыг-Ойский массив. В концентрических зональных интрузивах другого типа титаномагнетит в результате кристаллизационной дифференциации рассеивается в габброидах, образуя прослойки рудных габбро с обильной титаномагнетитовой вкрапленностью. Этот тип дифференциации представлен Жомболокским массивом.

Таким образом, приведенная выше характеристика вещественного состава и геолого-структурных особенностей массивов выявила ряд сходных черт:

- генезис руд позднемагматический из остаточного расплава;
- дифференциация габброидных массивов приводит к формированию всего разнообразия слагающих их пород от оливиновых пироксенитов до анортозитов, включая титаномагнетитовые и ильменитовые руды;
- схожесть массивов по петрографическому, минералогическому, геохимическому составу говорит о том, что в пределах Жомболокского массива можно ожидать высокие содержания титаномагнетита.

Литература

1. Базитовые комплексы Сибири и Дальнего Востока. // Сборник научных трудов. – Новосибирск, 1983.
2. Богнинов В.И., Мехоношин А.С. Петрохимия и вопросы генезиса титаномагнетитового габброидного массива Хаагтыг-Ой. – Новосибирск, 1990.

ГАЗОНОСНОСТЬ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУЗБАССА

Н.Ю. Григорьева

Научный руководитель доцент Ю.Н. Попов
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Метан в угленосных толщах давно обратил на себя внимание и рассматривается главным образом в двух аспектах. Во-первых – это важнейший горно-геологический фактор, осложняющий ведение горных работ, а во-вторых – ценное полезное ископаемое. Однако многие представления о природе и формах нахождения газов в углях и вмещающих породах, причинах накопления и внезапных катастрофических разгрузок остаются не вполне выясненными, а потому трудно прогнозируемыми. Примером тому – недавний взрыв метановоздушной смеси на шахте "Тайжина", унесший десятки жизней, когда приборы контроля за содержанием метана в рудничной атмосфере зашкалили. В то же время Постановлением администрации Кемеровской области от 30.03.98 г. № 14 утверждена "Программа поисково-разведочных работ и организации добычи метана из угольных пластов", которая существенно интенсифицировала работы, выполнявшиеся с 1992 г. МГРИ и ИПКОН РАН совместно с ЗАО "Метан Кузбасса", а начиная с 1994 г. – и ГПК "Кузнецк". В качестве аргумента принималась информация о том, что добыча метана из угленосных толщ в США резко возросла от 5 млрд м³ в 1990 г. до 40 млрд м³ в 2002 г. Увеличение доли метана в общем балансе добычи природного газа в США: в 1990 г. – 1%, а в 2002 г. – более 7%.

В промышленных масштабах добыча метана из угольных пластов в России пока не производится, хотя его ресурсы в недрах Кузбасса до глубины 1,8 км составляют почти 14% от российских и около 6% от прогнозных ресурсов традиционного природного газа.

Специалисты считают, что среди метанугольных бассейнов мира нет равных Кузбассу по геологическим и углегазопромысловым характеристикам. Прогнозные ресурсы метана на площади 21 тыс. км² оцениваются в 13 трлн м³. Велика доля углей средних стадий метаморфизма, которым свойственны высокая газоносность и интенсивная трещиноватость, обеспечивающая высокую проницаемость пластов в естественном залегании. Концентрации ресурсов метана в Кузбассе способствует высокая углеплотность.

К настоящему времени газоносность Кузнецкого бассейна изучена неравномерно. Промышленно угольные толщи балахонской и кольчугинской серий изучены довольно детально до глубины 600–700 м, менее полно – до глубины 700–1000 м и фрагментарно – на глубинах более 1 км. Формирование Кузнецкого бассейна и процессы метаморфизма углей генерировали 800–1000 трлн м³ метана, сохранилось 50–70 трлн м³. Сюда включают не только метан угольных пластов и залежей свободных газов (полезное ископаемое), но и огромные массы метана, рассеянного, окклюдированного в углевмещающих породах (до 1–2 м³/т), который практически не известен и не может считаться полезным ископаемым.

Наряду с метаном (до 90–98%), угленосные толщи содержат тяжелые углеводородные газы (этан, бутан, пропан), водород, углекислый газ и азот, сероводород, в примесях – в микроконцентрациях – инертные газы: аргон, гелий и др.

Около половины метана концентрируется в продуктивных угольных пластах, хотя они составляют обычно первые проценты от мощности угленосной толщи. В гранулярных порах и трещинах вмещающих пород (в газовых ловушках) преобладает газ в свободной фазе, в обводненных породах метан находится в основном в растворенном состоянии. А вообще возможны четыре фазовых состояния природных газов в угленосных толщах: в свободной фазе, в виде концентрированной приповерхностной фазы, в виде твердого раствора, в кристаллической форме.

Ведущую роль при анализе имеющихся место фазовых состояний большинство исследователей отводят сложному явлению сорбции, включающему адсорбцию и абсорбцию, однако оценить количественно роль отдельно обеих составляющих сорбции и в природных системах, и в эксперименте не представляется возможным.

По-видимому, в изучении энергетики фазовых взаимопереходов и заключается основная задача природы газоносности угленосных толщ. Фактор давления рассматривается в качестве ведущего при системном анализе газоносности. Но давление и, следовательно, температура проявляются не только в процессе регионального, преимущественно эволюционного, связанного эпейрогенной тектоникой метаморфизма. Вполне ощутимое влияние на характер механических напряжений могли оказывать процессы образования складок и дизъюнктивов, широко развитых в Кузбассе и обзанных, в основном, тангенциальным тектоническим движениям. Последние, наряду с неотектоникой, приводили к формированию новых и остаточных напряженных состояний массивов, разрядке этих состояний, инициированная ведением буровых и горных работ, приводит к горным ударам интенсивным разрядам энергии, которые очень часто сопровождаются мощными выбросами газа вместе с углем. Трудно представить себе, что количество газа, высвобождаемого при горном ударе, могло сохраняться долгое время в угольном пласте в свободной фазе. Здесь, скорее всего, имеют место энергетически обеспеченные фазовые переходы.

Невыясненность процессов сорбции метана в угле заставляет задумываться о том, какая часть газа определяется при опробовании разведочных скважин и горных выработок, следовательно, как оцениваются и подсчитываются запасы и ресурсы. Кроме того, применяемые технологии интенсификации добычи метана, в частности гидроразрыв, тоже достаточно энергоемки, и затрачиваемая энергия вполне может инициировать фазовые переходы. Пока только остается задумываться как повлияет проектируемая промышленная добыча газа из угольных пластов на горно-геологические условия их обработки.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОМЕДИСТЫХ ХЛОРИТОЛИТОВ СКАЛИСТОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

И.Н. Дубров

Научный руководитель доцент Н.С. Скрипченко

Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Скалистое месторождение расположено в Урупском рудном поле (Северный Кавказ), описанном в работах Н.С. Скрипченко, А.С. Тамбиева и других геологов (Скрипченко, Тамбиев, 1983). Рудомещающая островодужная базальт-андезит-риолитовая толща среднедевонского возраста метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев и смята в пологие складки. Месторождение представлено пластообразной согласной залежью колчеданных руд, заключенной в расслоенном покрове субмаринных базальтовых порфиров. Общая внутренняя структура залежи слоистая. В её составе выделяется два пласта мощностью каждого около 1,5 м. Нижний пласт состоит из сплошных серноколчеданных руд, верхний представлен хлорит-пирит-халькопиритовыми рудами. В составе последних хлоритовый агрегат выступает как объемно преобладающий матрикс, составляющий около 70% объема. Халькопирит (до 20%) и пирит (10-15%) распределены в виде рассланцованной агрегатной вкрапленности глазкового, ленточного, пластинчатого и гнездового типов. Под микроскопом хлоритовый базис представляет собой сланцеватый моноклоритовый агрегат. В виде примеси (1-2%) в нем наблюдается мелкочешуйчатый серицит, микрозерна кварца и рutila. Выделения сульфидов образуют венчиками крупнопластинчатого хлорита.

За вычетом сульфидной составляющей хлоритсульфидные руды Скалистого месторождения можно отнести к типу хлоритолитовых образований описанных В.В. Зайковым (Зайков, 1991), В.В. Маслениковым (Маслеников, 1999) и другими исследователями в Уральском регионе.

Химический состав (табл.1) хлорита хлоритсульфидной залежи Скалистого месторождения сравнивался с составом жильных хлоритов из пиритизированных метасоматитов подрудных ореолов Урупского месторождения. В хлоритах Скалистого месторождения резко возрастает роль окислов железа, титана и одновременно несколько снижается количество окиси магния по сравнению с хлоритолитами подрудных метасоматитов. По условиям залегания и другим соотношениям с вмещающими породами высокомедистые хлоритолиты определяются Н.С. Скрипченко как гидротермально-осадочные образования. Их осаждение происходило в условиях дефицита сульфидной серы. Вследствие этого железо гидротерм при разгрузке на морское дно лишь частично осаждалось в сульфидной форме. В тоже время более значительная его часть связывалась в виде железистого хлорита.

**Средний химический состав хлоритов Урупской группы медноколчеданных месторождений, вес. %
(по данным А.С. Тамбиева)**

Компоненты	Содержание, вес. %	
	Хлорит подрудных метасоматитов Урупского месторождения	Хлорит высокомедистых хлоритолитов Скалистого месторождения
SiO ₂	23,12	23,7
TiO ₂	0,46	2,8
Al ₂ O ₃	19,79	16,32
Fe ₂ O ₃	7,62	5,92
FeO	12	23,05
MnO	0,08	0,24
MgO	20,61	13,1
CaO	0,1	0,35
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	-	-
Na ₂ O+K ₂ O	-	1,55
CO ₂	0,2	-
S	5,34	1,8

Гидротермально-осадочная природа высокомедистых хлоритолитов Скалистого месторождения подтверждается присутствием среди сульфидных выделений кольцевых полых выделений халькопирита с более или менее постоянным диаметром - около 2-3 мм. Они интерпретируются как срезы биоморфных трубчатых сульфидных выделений, известных в образованиях типа черных курильщиков (Бородаев и др., 2004).

Автор выражает благодарность главному геологу Урупского ГОКа Андрееву В.Л. за оказанное содействие.

Литература

1. Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Габлина И.Ф. и др. Зональные трубки черных курильщиков из гидротермального поля Рейнбоу (Срединно-Атлантический хребет, 36°14 с.ш.). // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – М., 2004. – №3. – С. 35-48.
2. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. – М.:Наука, 1991. – 206 с.
3. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Научное издание. – Миасс: Геотур, 1999. – 348 с.
4. Скрипченко Н.С., Тамбиев А.С., Савченко Н.А. Медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Кавказа. Зона Передового хребта Северного Кавказа. // Колчеданные месторождения СССР. – М.: Наука, 1983. – С. 19-38.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ УГЛЕЙ ПРОКОПЬЕВСКОГО И КЫРГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е.Б. Евдокимова

Научный руководитель преподаватель В.Е. Коноплева

Средняя общеобразовательная школа №17 имени Кирилла и Мефодия, г. Прокопьевск, Россия

Кузнецкий угольный бассейн, расположенный в Кемеровской области, имеет площадь 26 тыс. км².

В далеком геологическом прошлом район нынешнего Кузбасса находился на стыке моря и суши. Неоднократные наступления (с последующим отходом) моря на сушу, приводили к заболачиванию этой местности и благоприятному развитию растительности, которая послужила основой для образования угольных пластов. Кузнецкий бассейн с трех сторон – юга, запада и востока – окружен горными системами. Такое его местоположение способствовало сохранению накопленного угольного материала. В соответствии с тремя геологическими периодами, которые благоприятствовали накоплению растительных остатков в Кузбассе, образовались три мощных угленосных серии – Балахонская, Кольчугинская и Тарбаганская, отделенные друг от друга двумя безугольными сериями – Кузнецкой и Мальцевской.

Исходным материалом для образования углей Кузбасса послужили торфяники. На низшей стадии метаморфизации они дали бурый уголь, на более высокой – каменный, и еще более высокой – антрациты. Кузбасский бассейн – это бассейн каменных углей, хотя здесь имеются небольшие месторождения бурых.

В результате тектонических процессов угольные и безугольные толщи Кузбасса, некогда лежавшие горизонтально, в центральной части бассейна ушли на значительную глубину, а на окраинах были выжаты на дневную поверхность. В итоге стратиграфически нижние пласты Балахонской серии на окраинах Кузбасса приняли кругое положение и оказались близкими к дневной поверхности, что, в частности, создало благоприятные предпосылки для их разработки открытым способом.

Исходя из требований практики и комплексных углепетрографических исследований, предусматривающих изучение множества свойств углей, следует, что в основу рациональной номенклатуры и классификации микрокомпонентов должны быть положены следующие признаки:

- 1) исходная природа растений-углеобразователей;
- 2) степень первичной окисленности;
- 3) степень гелификации;
- 4) парагенезис органических и неорганических микрокомпонентов, характеризующих фациальные обстановки торфонакопления;

5) состав и форма залегания минеральных образований.

Кроме того, в качестве обязательного условия, должен соблюдаться принцип выделения микрокомпонентов как таковых, а не их агрегатов.

Согласно требованиям комплексных исследований твердых горючих ископаемых, предусматривающих изучение петрографических критериев спекаемости, газоносности и пожароопасности в виде определения их исходной природы, степени первичной окисленности, гелификации и пористости, предлагается все органические микрокомпоненты углей разделять в отраженном свете при количественном петрографическом анализе на ряд групп по признакам.

По ботаническому признаку органические микрокомпоненты разделяются на следующие группы:

- 1) древесинные;
- 2) паренхимные;
- 3) коровые ткани;
- 4) липоиды;
- 5) водоросли.

Первые три группы называются соответственно:

- 1) ксилиниты и ксило-витриниты;
- 2) паренхо-витриниты;
- 3) субервитриниты.

В тех случаях, когда ботаническая природа тканей не может быть установлена вследствие высокой степени метаморфизма, гелификации (с утратой следов клеточного строения) или по другим причинам, тогда таким тканям присваивается групповое название – витриниты. Ткани, испытавшие сильное окисление (фюзенизацию), объединяются под общим названием фюзениты, поскольку ботанические различия в таких случаях не имеют практического значения.

По структурному признаку (степени гелификации) выделяются четыре группы тканей:

- 1) отчетливо-структурные со свободными полостями клеток, занимающими более 50% объема растительного фрагмента (в основном ксилены и фюзены);
- 2) структурные с количеством полных ячеек менее 50% (в основном ксило-витрены и ксило-фюзены);
- 3) неясно структурные с единичными небольшими просветами клеточных полостей или другими следами растительной структуры (структурные витрены);
- 4) скрыто структурные и бесструктурные (бесструктурные витрены).

По степени первичной окисленности все органические микрокомпоненты разделяются на неокисленные, слабо- и сильно окисленные, обозначаемые цифрами 1, 2, 3, 4 соответственно 1-й, 2-й, 3-й и 4-й стадиям окисления.

По степени пористости выделяются пять групп компонентов: непористые, слабо пористые, пористые, сильно пористые, разнo пористые.

Таким образом, предлагаемая классификация органических микрокомпонентов построена на принципе деления их по исходной природе, степени гелификации, первичной окисленности и пористости, т. е. по сумме тех факторов, которыми определяется важнейшие свойства угля.

В классификации акцентируется особое внимание на исходную природу углей. Это делается с целью предотвращения ее недооценки, что нередко имеет место при количественном петрографическом анализе углей.

Этим петрографическим анализом углей Прокопьевского и Ерунаковского месторождений мы еще раз убедились в том, что угли Кузбасса наилучшие.

Работа основана на анализе нескольких пластов, которые подтверждают качество угля Прокопьевско-Кыргайского месторождения. Приведем пример анализа пласта Кыргайский 20.

Петрографический анализ угля пласта Кыргайского 20.

Общая мощность – 2,75 м.

Почва и кровля пласта сложены темно-серым аргиллитом.

Пласт Кыргайский 20 состоит из двух пачек угля, отделяющихся друг от друга прослоем алевролита, мощностью 0,15 м.

Первая (нижняя) пачка пласта (слои 1, 2, 3), мощностью 1,2 м, представлена блестящим (слои 2, 3) и полублестящим (слой 1) полосчатыми углями с линзами фюзена диаметром 2-3 мм, длиной 1,5 см, налетами карбонатов по трещинам и размерами эндогенной отдельности 2-3 мм.

Вторая (верхняя) пачка пласта (слои 5-8), мощностью 1,4 м, представлена блестящим полосчатым (слои 5, 6, 8) и матовым тонко полосчатым (слой 7) углями с линзами фюзена диаметром 1-2 мм, длиной 1 см, налетами гидроокислов железа по плоскостям отдельности.

По микроструктуре блестящий и полублестящий угли представляют собой обломочные кларены с полосами витрена и обломочные дюрено-кларены с широкими полосами витрена, матовый – зольно-обломочный кларено-дюрен с линзами и полосами витрена. Форменные элементы представлены линзами фюзена, ксиленофюзена и их микродетритом. Распространение форменных элементов в основной витренообразной массе неравномерное. Из экзеновых элементов наблюдаются кутикула и споры. Распределение их в основной массе неравномерное. Склероции редки, ксиленофюзеновой и витренофюзеновой структуры. Минеральные включения представлены мелкорассеянной фракцией глинистых минералов, жилками и зернами карбонатов и редкими зернами пирита.

Распределение в основной массе минеральных примесей неравномерное.

По цвету спор (серо-коричневые) и основной витренообразной массы с иммерсией (серый) уголь пласта Кыргайского 20 по степени метаморфизма относится к газовым высокометаморфизированным или по шкале Амосова к группе П². Подсчет микрокомпонентов производился среднединамическим способом: суммарная мощность каждого

типа, слагающего пласт, умножалась на количество в этом типе витренообразного вещества. Сумма этих произведений, деленная на общую мощность пласта, дала количество витренообразного вещества по всему пласту.

I. Сильно плавкие компоненты: группа витринита – 73,8%, группа лейптинита – 1,0%.

II. Слабо плавкие (слипающиеся) компоненты: группа семивитринита – 9,0%.

III. Неплавкие (отошающие) компоненты: группа фюзенита – 13,8%.

IV. Минеральные примеси: карбонаты – 1,4%, глинистое вещество – 0,4%, пирит – 0,2%.

Пересчет на «органическую массу».

1. Сильно плавкие компоненты: группа витринита – 75,7%, группа лейптинитов – 1,0%.

2. Слабо плавкие (слипающиеся) компоненты: группа семивитринита – 9,2%.

3. Неплавкие (отошающие) компоненты: группа фюзинита – 14,1%.

По содержанию витренообразного вещества и группы лейптинитов 74,8% уголь пласта Кыргайского 20 входит во II группу петрографической классификации Кузбасса.

После анализа сравнивались результаты и был сделан вывод. Кузбасс является одним из наиболее насыщенных углями бассейнов земли, и недра его, при общей площади выходов продуктивной толщи около 26000 км², содержат до глубины 1500 м геологические запасы углей в размерах величины порядка 1000 млрд. т.

Особенно насыщена углем Балахонская свита, пласты которой отличаются значительной мощностью и редко бывают сложными, причем, имеют обычно полосатую текстуру.

Несмотря на богатство Кузбасса углем, вскрытие бассейна для эксплуатации представляет большие трудности в виду сложности тектоники продуктивной толщи и требует проведения основательных разведочных работ. Эта свита образует основную мульду С-СЗ, простирания с крыльями, приподнятыми вдоль границы бассейна, где и выходят на поверхность нижние свиты, тогда как верхние свиты уцелели от денудации существенно в центральной части бассейна. Основная мульда осложнена дополнительными складками различных порядков, которые становятся все более сжатыми и напряженными по мере приближения к периферии, особенно – к западной границе бассейна, будучи вызваны давлением со стороны поднимающихся горстов Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау, а так же мощного нарушения типа шарьяжа, надвинувшегося на СЗ границу бассейна.

В результате пласты угля почти всех месторождений Кузбасса являются нарушенными, а вблизи основных тектонических границ некоторые месторождения, относящиеся преимущественно к Балахонской свите, настолько деформированы, что не могут считаться промышленными. Интересно отметить, что в виду послойного характера большей части нарушений, пласты угля во многих месторождениях индивидуальны по степени их дислоцированности, а это связывается с постоянным изменением элементов залегания пластов и мощности промежуточных участковых пород. Вообще, тектоника – один из основных факторов, определяющих промышленную ценность отдельных месторождений Кузбасса.

Системное исследование Кузнецкого бассейна позволит получить еще ряд новых и весьма ценных данных в отношении его геологии, месторождений угля и площадного распределения выделенных свит, изучения разрезов, их сопоставления. Открытое в 1916 году уникальное Прокопьевско-Коселевское месторождение занимает первое место по запасам коксовых углей.

Степень разведанности Кузбасса мала сравнительно с запросами, которые предъявлены к добыче угля в этом бассейне. При современном положении крупное предприятие можно развить на действительно мощных запасах Прокопьевского месторождения, учитывая, что в России запасов нефти гораздо меньше.

Литература

1. Академия наук СССР – Сибирское отделение. Материалы первого совещания Сибирской тематической комиссии по истории угленакопления. – Новосибирск: Изд-во АН СССР. Сиб. отд. 1961.
2. Архивные материалы Полевой геологоразведочной партии г. Прокопьевска.
3. Ершов В.В. Основы геологии. – М.: Недра, 1994.
4. Павлинов В.Н. Пособия к лабораторным занятиям по общей геологии. – М.: Недра, 1983.
5. Свирский М.А. Рудничная геология. – М.: Недра, 1987.
6. Усов М.А. Геолого-промышленный очерк Кузнецкого каменноугольного бассейна. – Томск, 1929.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА УГОЛЬ В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Д.Ю. Ерофеев

Научный руководитель доцент Ю. Н. Попов.

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

На рубеже двадцать первого века сохраняется достаточно устойчивый международный и региональный спрос на высококачественные коксующиеся и энергетические (окисленные) угли Южной Якутии. Поэтому, несмотря на сложную экономическую ситуацию, существует постоянная потребность в углеразведочных работах на территории Южно-Якутского угольного бассейна (ЮЯУБ).

Недостатки традиционной канавной технологии, связанные с криолитозоной и геоморфологией, стимулировали разработку иных вариантов вскрытия выходов угольных пластов в Южной Якутии. Очевидно, что субгоризонтальные угольные пласты проще вскрывать и опробовать субвертикальными горными выработками, например, скважинами.

Недостатки традиционной канавной технологии:

- низкая эффективность использования физических объемов горных работ ввиду ненадежности локализации зон ожидания выходов угольных пластов;

- низкий выход достоверных пластосечений угля из-за использования субгоризонтальных разведочных выработок на преимущественно субгоризонтальных разведываемых объектах и из-за плохих условий вскрытия углей в «недобитых», оплывающих и обводненных канавах;

- неопределенность метрологии документации и опробования угольных пластов. Внеметодические недостатки канавной технологии;

- для получения по пластосечению субкилограммового набора проб выполняется колоссальная «вскрышная» работа по перемещению десятков и сотен тонн горных пород; весовой коэффициент вскрыши превышает 1000; принципиально - это безумный способ получения результата, не оправдываемый ни дешевизной человеческих и материальных ресурсов, ни существовавшим ранее практически бесплатным природопользованием;

- большая техногенная нагрузка на ландшафты при работе основным способом проходки канав - с буро-взрывными работами (БВР) на «выброс», при котором в зоне 30-40 метров вокруг канавы полностью уничтожается растительный и животный мир;

- проведение взрывных работ на рассредоточенных участках требует экономически затратных мер безопасности, особенно в последние годы, в связи с антитеррористическими мероприятиями; имеются ограничения по использованию БВР близ населенных пунктов и действующих производств;

- экономически целесообразная проходка канав с БВР требует постоянного и гарантированного фронта работ; в современных условиях получения и исполнения геологоразведочных контрактов это практически не реализуемое условие.

Владимир Николаевич Швец (Швец, 2002) впервые разработал методику локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов, как единую технологическую цепочку, включающую способы предварительной локализации выходов углей, керновое и бескерновое бурение, ядерно-физическое и высококачественное керновое опробование, обеспечивающую достоверные данные о геометрических параметрах и качестве углей. Предложил руководству Южно-Якутской геологоразведочной экспедиции (ЮЯГРЭ) и ПГО «Якутскеология» в 1985 году идею и основные параметры нового способа изучения выходов угольных пластов.

В 1987-88 годах Отрядом ядерно-физических методов Государственного горно-геологического предприятия «Южякутгеология» проведены опытные работы, доказавшие состоятельность получения необходимых характеристик пластов в зоне их «выходов» новым, более прогрессивным с точки зрения экономики, экологии и оперативности способом.

С 1989 года при углеразведке в Алдано-Чульманском угленосном районе ЮЯУБ применяется следующая технологическая цепочка:

- по данным дешифрирования, геоморфологическим, геоботаническим и геофизическим признакам локализуется выход угольного пласта под рыхлые отложения;

- локализованный выход угольного пласта опосредуется мелкой (6-20 метров) скважиной бескернового бурения диаметром 59 мм, по выносу шлама фиксируется наличие либо отсутствие углей, скважина обсаживается герметичным стаканом из дюралевых труб ЛБТН-55 для обеспечения гарантированной сквозности и стабилизации влияния промежуточной зоны на ядерно-физические методы опробования (ЯФО);

- в скважине выполняются ЯФО для определения мощности и строения вскрытого пласта угля, а также его зольности (Ad);

- при необходимости проходятся вторая и третья скважины, в них выполняются ЯФО, обеспечивающие пространственную геометризацию пласта;

- по требованию заказчика осуществляется подъем кондиционного керна в любой из скважин; на отобранных пробах выполняются необходимые лабораторные аналитические исследования.

Позднее были разработаны новые технологии и усовершенствованы старые:

- разработан оригинальный 4л зонд ГГО-С на основе источника стронций-90 в сборке со свинцовой мишенью, предназначенный для ЯФО выходов угольных пластов из скважин, обсаженных дюралевыми стаканами;

- впервые с целью локализации углей ЯФО в Южной Якутии применен точечный нейтрон-нейтронный зонд;

- впервые для Южной Якутии на базе изучения химического состава и физических свойств углей расчетным путем определены уровни потенциально достижимой точности определения зольности для различных ядерно-физических методов опробования;

- впервые для Южной Якутии на базе физического и математического моделирования, кернового и бороздового опробования установлена связь ошибок определения зольности, обязанных избирательному истиранию керна и выхода керна, а также разработана оригинальная система поправок зольности пластосечений за избирательное истирание керна;

- на базе физического и математического моделирования методическими работами установлены случайные и систематические погрешности кернового и ядерно-физического опробования выходов угольных пластов.

Представленная методика, в части собственно ядерно-физического опробования, относится к группе скважинных геолого-геофизических методов изучения угольных пластов, широко используемых российскими геологами и геофизиками.

Эта технология реализована в процессе углеразведки в ЮЯУБ и к настоящему времени вытеснила все иные способы локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов. Позволила полностью заменить традиционный канавный способ изучения выходов угольных пластов в ЮЯУБ на представляемую технологию, которая в настоящее время используется в бассейне как стандарт. Применение новой технологии уменьшает стоимость получения пластосечения на выходе угольного пласта более чем на треть (27-44%). Площадь поражения ландшафта при изучении одного пластосечения в сравнении с канавным буро-взрывным способом сокращается примерно в сорок раз (с 3200 до 80 м). Высокие оперативность и экологичность исследований - качества ныне весьма конъюнктурные, позволяют осуществлять углеразведку в черте населенных пунктов и инженерных коммуникаций территорий промышленных предприятий.

В освоеном Алдано-Чульманском районе ЮЯУБ в девяностые годы прошлого века стали создаваться малые угольные разрезы, эксплуатирующие выходы угольных пластов на малоизученных флангах уже разведанных месторождений или на изолированных малых месторождениях, также слабоизученных. Исторически сложилось так, что выходы пластов на многих объектах, даже прошедших апробацию в Государственной комиссии по запасам, были

недоразведаны под требования открытой добычи. В этой ситуации высокая мобильность, оперативность, достоверность и низкая стоимость исследований в рамках представляемой технологии оказались весьма востребованными даже в кризисных условиях. В 1988-2000 годах технология применялась на 12 участках месторождений. На пяти из этих объектов сейчас функционируют угледобывающие предприятия (АО «Денисовское», разрез Угольный АО СП «Эрэл», разрез Инаглинский АО СП «Эрэл», АО разрез Олонгринский, АО «Малые разрезы Нерюнгри»). Пятнадцатилетний опыт разработки и использования технологии на 12 участках месторождений угля свидетельствует, что различные варианты представленного подхода будут и далее применяться достаточно широко.

Любопытно сопоставление полученной эффективности локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов на Ниректа-Холодниканской площади с таковой по ранее состоявшимся работам предшественников. По всем параметрам отчетные исследования превосходят аналогичные по смыслу работы 1956-1990 годов (табл. 1).

В 2004 г. автор статьи проходил производственную практику в ОЯФМ ГП Филиала ГУП РС (Я) «Алдангеология» «Южноякутская экспедиция». В процессе практики принимал участие в прогнозно-поисковых работах на уголь в принадвиговой зоне на Ниректа-Холодниканской площади Алдано-Чульманского района ЮЯУБ. Непосредственно выполнял топроботы, геофизические работы по локализации выходов угольных пластов (ДЭП, ДОЗ), геоморфологические маршруты, магниторазведку, изучение разрезов мезозойских отложений при отборе образцов на определение физических свойств (5 скв., 1500 пог. м., 400 образцов), коллекторские работы при вскрытии выходов угольных пластов на профиле 5-5. За время практики, в процессе выполнения работ по представленной в статье технологической цепочке, (в кратчайшие сроки), получил представление о методике и технике поисковых работ на уголь в условиях ЮЯУБ.

Вскрытие и опробование зон ожидания выходов угольных пластов выполнено по технологии ОЯФМ в 49 точках профилей 5-5 и 4-4. В 17 заверенных зонах ожидания установлена угленосность, в том числе: в девяти – промышленная (>0,7 м); в семи – с пластами мощностью > 1,0 м; в двух – мощный пласт (> 3,5 м) и пласт повышенной мощности (5,3 м) (локализован и вскрыт при прямом участии автора). Таким образом, заверенная плотность угленосности 3,1 углепроявления на километр профиля. Плотность промышленной угленосности 1,6 пласта на километр, плотность угольных пластов с мощностью более метра – 1,3 пласта на километр, плотность пластов мощных и повышенной мощности – 0,36 пласта на километр заверенного вскрытиями профиля.

Эффективность технологии локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов на изученной части площади: по углепроявлениям – $17 : 49 = 35\%$; по промышленной угленосности – 18%; по мощным и повышенной мощности пластам – 4%.

Таблица 1

Сравнение эффективности локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов на Ниректа-Холодниканской площади в работах разных лет

№ п п	Партия	Год	Длина РЛ км	Число канав, шурф. кустов	Объем выработки к куб.м./м	Выявлено точек угленосности		Эффективность вскрытий %		Плотность угленосности точек на километр	
						Все-го	рабочей	Об-щая	пл. > 0,7м	Все-го	Рабо-чей
1	Ковалинская	1956 1957	32,8	1248	7337 / 656	98	29	7,9	2,3	3	0,9
2	Налдинская	1960 1961	10,5	270	3393 / -	25	3	9,3	1,1	2,4	0,3
3	Налдинская	1964 1965	8,4	394	12560 / -	43	18	10,9	4,6	5,1	2,1
4	Алдано-Чульманская. геоф	1989 1990	33,6	94	5214 / -	21	3	22,3	3,2	0,6	0,1
Итого по канавам		1956 1990	85,3	2006	28504 / 656	187	53	9,3	2,6	2,2	0,6
5	ОЯФМ ГП	2004	5,5	49	- / 950,6	17	9	34,7	18,4	3,1	1,6
Коэффициенты роста эффективности локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов в отчетных работах								3,7	7,1	1,4	2,7

Нужно заметить, что при определении зон ожидания выходов угольных пластов на профиле 5-5 под вскрытие и опробование исходили из необходимости вскрытия всех доступных для заверки зон и не браковали малодостоверные зоны ожидания (не минимизировали ошибки первого рода). Поэтому вышепредставленные оценки эффективности скорее отражают возможности технологии на отчетной площади по минимуму, а не по оптимуму.

По мнению автора, в существующем виде технология вскрытия и опробования выходов угольных пластов является эффективным инструментом углеразведки, который может быть использован не только в ЮЯУБ.

Технология имеет высокий потенциал развития, который с высокой вероятностью реализуется при увеличении инвестиций на геологоразведку в ЮЯУБ. Перевод аппаратных решений на современный цифровой уровень, оптимизация бурового оборудования, энергопотребления буровой техники и ее несущего шасси, безусловно, еще более увеличат конкурентоспособность представленной технологии.

Литература

1. Швец В.Н. Технология локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов в Южной Якутии. – Томск: STT, 2002. – 88 с.
2. Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Новая технология локализации, вскрытия и опробования выходов угольных пластов. // Разведка и охрана недр. – М., 2004. – №2. – С. 41-46.

3. Швец В.Н. Достоверность опробования угольных пластов Алдано-Чульманского угленосного района Южно-Якутского угольного бассейна на германий. // Новые идеи в науках о Земле: Тезисы докладов. IV Международная конференция. – М.: ООО «Полимаг», 1999. – т.2. – С. 218.
4. Швец В.Н., Боярко Г.Ю. Опрокинутая складчатость Алдано-Чульманского угольного района. // Структурный анализ в геологических исследованиях. – Томск: ТГУ, 1999. – С. 228-230

КОЛПИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ – НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ

ОЛЬХОВСКО-ЧИБИЖЕКСКОГО РУДНОГО УЗЛА

С.А. Землянский

Научный руководитель научный сотрудник С.С. Сердюк

*Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
г. Красноярск, Россия*

Ольховско-Чибихежский рудный узел располагается в северо-западной части Восточного Саяна, вблизи северного контакта Шиндинского гранитоидного плутона ольховского комплекса E_2 . Вмещающими породами служат карбонатные и терригенные образования $V-C_2$, на которых залегают остатки тектонического покрова в виде невыдержанных полос запад-северо-западного направления, сложенные зелеными сланцами лысанской свиты R_3 (Воробьев, 1992). Среди сланцев встречаются практически не измененные эффузивы, а также мелкие тела базитов и ультрабазитов лысанского комплекса R_3 (?), нередко серпентинизированные или подверженные лиственитизации. Складчатость выражена плохо, идентифицируются единичные синклинали и антиклинали с крутыми углами падения крыльев. Преобладает сложная, неоднократно подновленная, разрывная тектоника различных направлений; сместители зачастую осложняют интрузивный контакт и маркируются дайками основных и средних пород.

Золоторудные месторождения и рудопроявления представлены сульфидными метасоматическими, кварц-сульфидными жильными и жильно-прожилковыми залежами в экзо- и эндоконтактах гранитоидов, а также минерализованными дайками основных пород. Широко распространены коры выветривания, в том числе золотоносные, вскрытые скважинами и подземными горными выработками до глубин 50-150 м.

Большинством геологов признается генетическая связь промышленного оруденения с интрузиями гранитоидов ольховского комплекса, однако существуют и другие точки зрения, основывающиеся на интерпретации площадной геохимии и анализе структуры рудного района (Гундобин, 1980; Середенко, 2004).

Геохимические исследования велись на протяжении многих лет. На Константиновском месторождении Г.М. Гундобин (1980) наметил ряд зональности от центра к флангам: Au, Bi, Mo, Co, Cu – Ag, As, Cu, Pb – Ag, Li, Ni и указал на волнообразное распределение большинства элементов. Позднее на примере Константиновского и Медвежьего месторождений рудного узла был составлен ряд зональности первичных ореолов (Коробейников, 1987): надрудные элементы – Ba, Sb, Hg; околорудные – Cu, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Te, As1 и подрудные – Cr, Ni, Co, V, Ti, W, Mo, Be, As2. А.П. Белозерцев (1990 г.) для первичных ореолов Каратавского рудопроявления приводит ряды зональности (сверху вниз): зона рудных тел 1-3 – Au-W-Bi-Mo-Ag-As-Cu-Zn; тел 5-6 – Pb-Mo-Au-As-Cu-Zn-Ag; тела 4 – (CuZn)-Pb-Mo-Ag-Au и делается вывод о многостадийности рудообразования.

Объектом исследования на северо-восточном фланге рудного узла являлась Колпинская зона, приуроченная к одной из сланцевых тектонических полос, где ранее было выявлено одноименное рудопроявление золота (Белозерцев, 1990), а по старым материалам Артемовского рудника были известны отдельные слабо золотоносные кварцевые жилы (рудопроявления Средне-Колпинское и Ручья Чистого).

Для расширения перспектив и выяснения характера золотоносности Колпинской зоны в 2002-2004 гг. коллективом КНИИГ и МС с участием автора проведено металлотрическое опробование правобережья р. Колпа на площади 7 км² по сети 100x20 м, с охватом всех рудопроявлений и отбором сколовых и штупфных проб. Пробы весом 200-400 г отбирались из подпочвенного слоя с глубины 0,2-0,4 м, высушивались и просеивались через стальное сито 1 мм. Истирание и аналитические работы проводились в 2002 и 2004 гг. в Испытательной лаборатории ОАО «Минусинская ГРЭ» и включали в себя спектральный полуколичественный анализ на 24 элемента и спектрозолотометрический анализ с чувствительностью 0,002 г/т.

В целом Au проявляет значимую парную корреляцию с W, близкую к значимой – с V и As. Результаты кластерного анализа в программе Statistica 6.0, сгруппированные по выборкам, приведены в таблице 1.

С учетом работ предшественников для исследуемой площади выделены следующие ассоциации: 1. Надрудная – Ba; 2. Рудная – Au, W, Te, Bi, V, As, Sb, Mo, Ag, Se, B, Pb, Tl; не исключено, что сюда частично включены элементы надрудной ассоциации, такие как Sb и B; 3. Подрудная – Sn, Co, Ni, Cr.

Рудная ассоциация тяготеет к Колпинскому рудопроявлению, где оконтурен крупный ореол Au размерами 1000x200-300 м с максимальными содержаниями до 1-10 г/т. Шлиховые пробы из рыхлых отложений содержат золото, шеелит, лимонит, эпидот и гематит. Средне-Колпинское рудопроявление фиксируется узкими вторичными аномалиями Ag, Bi, Mo, Pb, вытянутыми в северо-западном направлении, общим размером 600x100-200 м, с аномальными точками Au и W. Опробование свалов обохренных окварцованных сланцев в долине дренирующего ручья показало содержание Au 0,05 г/т, Ag 150 г/т, Bi 0,007%, Mo 0,015% и Pb 0,03%. Рудопроявление ручья Чистого выделяется аномалиями Au, Cu, Bi, Mo, Sn, Cr, Co и Ni. Такое необычное сочетание обусловлено близостью золото-кварц-сульфидной минерализации и небольшого (порядка 1000x400 м) тела интенсивно лиственитизированных пород лысанского комплекса. Это подтверждается находками в делювиальных свалах обломков кварца с лимонитом, содержащих Au до 7 г/т и W 0,003%, глыб сульфидизированных лиственитов с содержанием Cr до 0,3%, Ni до 0,2%, Co до 0,01%, W до 0,003% и Au до 0,3-0,5 г/т, а также контрастной аэромагнитной аномалией (Марушко, 2001). В окварцованных и лимонитизированных сланцах содержание Au иногда составляет 0,008 г/т.

Ассоциации элементов во вторичном геохимическом поле Колпинской зоны

Выборка	Ассоциации				
	1	2	3	4	5
Все данные	Cr+Ni+Co+Sn	(La+Y)+(Be+Mn)	(Zr+Ti)+(Ba+P)+ (Bi+V)	(Zn+Ag+As)+ (Mo+Pb)+Cu	Au+W+Te
Колпа-I	Cr+Ni+Co+Sn	(La+Y)+(Ag+P+ Ba+Mn+Be)	(Zn+Cu)+ (Zr+Ti+As)	(Pb+W+Mo)+ (Bi+V+Te)+Au	–
Колпа-II	(Cr+Co+Ni)+Sn	(La+Y)+(Be+Mn)	(Zr+Ti)+(V+Mo)	(Cu+Zn+Ba+P)+ (Pb+Ag+As)	(W+Bi)+(Te+Au)
Колпа-III	Sn+Ni+Co+Cr	Pb+Y+Mo	(Ba+Zn+Cu)+P+ (Mn+Ti+Ag)	(Bi+Ti+Se)+(As+ B+V)+(Sb+W+Au)	–
Колпинское р/п	Cr+Ni+Co+Sn	Zn+Cu	La+Y+Mn	(Zr+Ti+Ba)+ (Ag+P+Be)	(Pb+W+Mo)+(Bi+ V+Te)+(As+Au)
Р/п Ручья Чистого	(Sn+Cr)+ (Co+Ni)	(Ba+Y)+(Be+La)	(Ag+Zr+P+Pb)+ (Zn+Ti+Mo)+As	(V+Mn)+ (Bi+Cu)+(W+Au)	–

Ореолы подрудных элементов обособлены очень четко, обычно несколько южнее и выше по рельефу, достигая наибольшей интенсивности над телами базитов и ультрабазитов лысанского комплекса.

Простирание вторичных ореолов рудной ассоциации имеет азимут 295-305⁰ и образует острый угол с северо-западным простиранием основных тектонических структур Колпинской зоны. Иначе ведут себя ореолы Y, Zr, La и Mn, формируя две группы субширотного направления.

Кроме того, намечены три пространственные ассоциации элементов, не имеющие прямого отношения к искомому оруденению:

1. Ассоциация Y+La уверенно трассирует серию родников на востоке участка (профили XIII-XXVII) на интервале абсолютных отметок 750-800 м, возможно отвечая не закартированному молодому тектоническому нарушению.

2. Ассоциация P+Ba приурочивается к наиболее возвышенным участкам Нижнебалахтисонского габбро-диоритового массива. Здесь практически отсутствуют такие элементы, как As, Cu, Sn, Ni, Cr, Y, La.

3. На западе участка оконтурен комплексный ореол Y+Be+Mn+Zr размерами 400x700 м с аномальной точкой Au – 0,01 г/т.

По результатам проведенных научно-исследовательских работ сделан вывод о принадлежности Колпинского рудопоявления к малосульфидному прожилково-штоковерковому типу золото-кварц-сульфидной формации на основании сходства с Сейбинским месторождением в Сисимском рудном районе, представленным сильно окварцованными сульфидизированными сланцами, где Au в первичных ореолах ассоциирует с As, W, Ag и Cu. Однако на характер геохимических ассоциаций Колпинской зоны оказывает влияние расположенная поблизости рудообразующая система Ольховско-Чибижского узла, выражающееся в появлении Bi, Te, Sb, что близко зоне рудных тел 1-3 Каратавского рудопоявления.

Таким образом, особенностями золотоносности Колпинской зоны, как северо-восточного фланга Ольховско-Чибижского рудного узла, являются: 1 – приуроченность к зеленосланцевой толще лысанской свиты; 2 – рудная ассоциация Au, W, Te, Bi, V, As, Sb, Mo, Ag, Se, B, Pb, Ti; 3 – парная корреляция Au с W, V и As. По аномалиям рудопоявления Колпинского и Ручья Чистого подсчитаны прогнозные ресурсы коренного золота по категории P₂, а зона в целом рекомендована для постановки поисковых работ (Оябрь, 2004). Вышеприведенные признаки могут послужить для прогнозирования и поисков золотого оруденения на сопредельных площадях и расширения минерально-сырьевой базы Артемовской ЗИФ.

Литература

1. Воробьев В.Н., Максюшин Ю.В. и др. ГДП-50 с общими поисками на площади листов N-46-56-B, Г; -57-B; -68-A, Б; -69-A, Б; -70-A (Чибижская площадь): Отчет Федосеевской ГСП за 1986-92 гг. – Минусинск, 1992.
2. Белозерцев А.П., Новиков О.О. и др. Поисковые работы в восточной части Ольховско-Чибижского рудного поля: Отчет Саянской ГРП за 1986-90 гг. – Минусинск, 1990.
3. Гундобин Г.М., Ахмадулин Ф.А. Геохимические исследования на площади Ольховско-Чибижского рудного узла за 1976-79 гг.: Отчет по НИР. – Иркутск, 1980.
4. Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитоидных интрузий. // Геология рудных месторождений. – Томск, 1987. – №2. – С. 58-70.
5. Марушко Г.Н. Аэрогеофизическая съемка масштаба 1:25000 на Сисимо-Шиндинской площади в Восточном Саяне. – Красноярск, 2001.
6. Оябрь В.К., Землянский С.А. Выявление перспективных участков коренной золотоносности в пределах Колпинской зоны Ольховско-Чибижского рудного района. – Красноярск, 2004.
7. Сердюк С.С., Оябрь В.К. Прогнозная оценка золотоносности Ольховско-Чибижского рудного района (Восточный Саян): Отчет КНИИГиМС по договору № 119 за 1998-2001 гг. – Красноярск, 2002.
8. Середенко Г.А. О перспективах минерально-сырьевой базы золотодобычи в Ольховско-Чибижском районе (Восточный Саян). // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск, 2004. – в.5. – С. 135-137.

ВЫЯВЛЕНИЕ «ШАГА ОРУДЕНЕНИЯ» В ЖИЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

Е.П. Изакенас

Цель проведённой работы - выявление закономерностей распределения золота в жилах Центрального рудного поля.

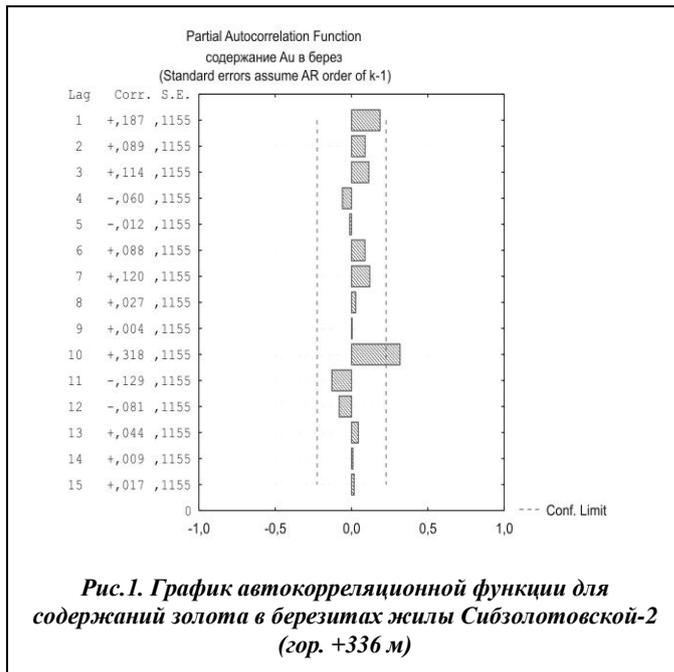


Рис.1. График автокорреляционной функции для содержания золота в березитах жилы Сибзолотовской-2 (гор. +336 м)

Центральное рудное поле относится к кварцево-жильному типу золотоносных объектов широко распространенному в Алтае - Саянской складчатой области. Рудное поле приурочено к Центральнинскому гранитоидному массиву, прорывающему вулканогенно - осадочную толщу нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Стратифицированные образования, окаймляющие Центральнинский массив, представлены карбонатной толщей енисейской серии протерозоя, кембрийскими вулканогенно-осадочными отложениями берикунской свиты, краснойгорской и палатнинской свит девона. Рыхлые отложения представлены верхнечетвертичными отложениями пойм и надпойменных террас.

Магматические породы слагают более двух третей территории данного района. Определяющую роль в его геологическом строении играет Мартайгинский интрузивный комплекс, объединяющий ряд крупных гранитоидных плутонов отчетливого зонального строения. Центральнинский гранитоидный массив, в пределах которого размещаются месторождения золоторудного поля, является типичным представителем таких плутонов. Массив вытянут в северо-западном направлении

вдоль Кузнецко-Алатаусского глубинного разлома, и имеет площадь около 300 км². Сложен он гранодиоритами, гранитами, диоритами.

Изучаемое рудное поле имеет блоковое строение, которое определяется пересечением разрывов северо-восточного и северо-западного простираний.

Последние субпараллельны основной ветви Кузнецко-Алатаусского разлома и выдержаны по простиранию на расстоянии свыше 10 км. Этими разрывами контролируется размещение дайковых пучков, а в южной части рудного поля также кварцевых жил. Дизъюнктивы северо-восточного простирания разделяют рудное поле на ряд блоков. Этим обусловлена горизонтальная зональность оруденения в масштабах рудного поля. К северо-восточным разрывам иногда приурочены крупные золотоносные жилы. Субширотные трещины контролируют размещение основной массы золотоносных жил.

Золотоносные объекты данного поля относятся к умеренно-сульфидной золото-кварцевой формации и представлены кварцевыми жилами с оторочками березитов.

Для выявления закономерностей распределения золота по кварцевым жилам Центрального рудного поля был применен метод моделирования с использованием полигармонической случайной функции. Известно, что геологические объекты довольно часто обладают периодическим характером изменчивости свойств, который выражается, в частности, в характере пространственного распределения золота. Анализ выявленной периодичности позволяет оценить рудоконтролирующую роль поперечных разрывных нарушений и установить «шаг оруденения», то есть расстояние между максимумами оруденения в объектах различного ранга.

Для выделения и описания периодической составляющей обычно применяется модель полигармонической случайной функции. В геологии, как правило, используют метод, основанный на оценке спектральной плотности дисперсии, получаемой в результате разложения в ряд Фурье корреляционной функции. По полученному спектру амплитуд можно рассчитать уравнение регрессии в виде тригонометрического полинома и вычислить предсказанные значения параметра. Сравнивая исходные и предсказанные значения параметра, можно оценить пригодность уравнения для моделирования периодической изменчивости изучаемого свойства.

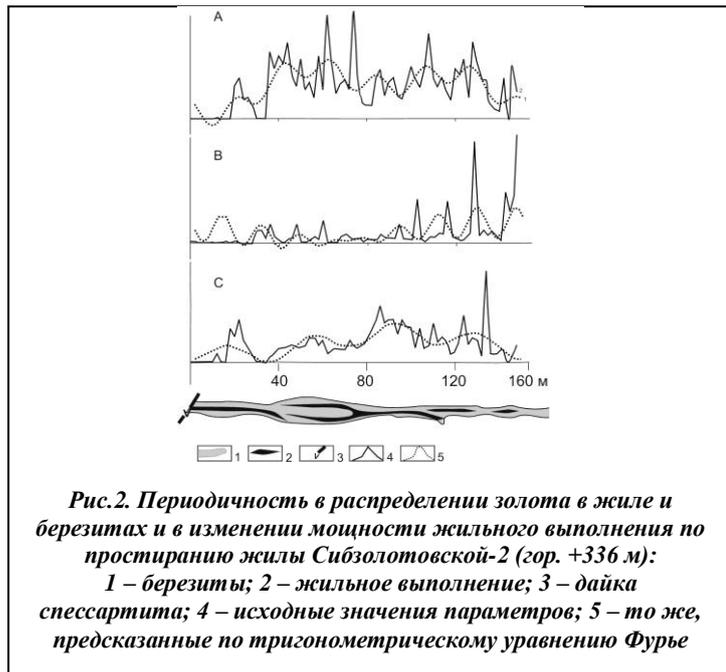


Рис.2. Периодичность в распределении золота в жиле и березитах и в изменении мощности жильного выполнения по простиранию жилы Сибзолотовской-2 (гор. +336 м): 1 – березиты; 2 – жильное выполнение; 3 – дайка спессартита; 4 – исходные значения параметров; 5 – то же, предсказанные по тригонометрическому уравнению Фурье

На рисунке 1 приведен график автокорреляционной функции для содержаний золота в березитах по одной из жил. На фоне случайных колебаний (ограничены пунктирными линиями) отчетливо выделяется пик при лаге 10, что, при расстоянии между точками опробования 2 м, означает наличие периодической составляющей с шагом 20 м.

Применение описываемой методики для анализа распределения золота в жилах Тысячной, Веселой, Сибзолотовской-2, Алмазной позволило выявить шаг оруденения в масштабе рудных столбов, кратный 20 метрам, который связывается с зонами повышенной проницаемости в местах сопряжения жил с дизъюнктивами северо-западного простирания, которые маркируются зонами пропилитизации и отрицательными магнитными аномалиями.

С этими же зонами связаны участки резкого увеличения мощности жил. В окаймляющих березитах шаг золотого оруденения такой же, как и в жиле, только несколько смещён. Пики содержаний золота в жиле часто совпадают с областями выноса его в березитах.

На рисунке 2 показаны результаты моделирования распределения золота по одной из жил. Видно хорошее совпадение исходных и предсказанных по тригонометрическому уравнению значений параметров, что свидетельствует о действительном наличии периодической составляющей в распределении золота по простиранию изученных жил.

СТРУКТУРА ФИНАНСИРОВАНИЯ РАБОТ ПО ВОСПРОИЗВОДСТВУ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РОССИИ

П.С. Кернякевич

Научный руководитель профессор В.И. Канов
Томский государственный университет, г. Томск, Россия

С 01.01.2002 г. федеральный закон N 126-ФЗ от 8 августа 2001 года упразднил целевой фонд и отчисления на воспроизводство минерально-сырьевой базы. После принятия закона текущая ситуация с объемами финансирования ВМСБ, *на первый взгляд*, стала улучшаться. Существенно, в 3,5 раза по сравнению с 1998 г., увеличились объемы финансирования ГРР со стороны предприятий (табл. 1).

Таблица 1

Размеры и структура расходов на воспроизводство минерально-сырьевой базы по источникам финансирования

	Расходы по годам, млн. руб.			Структура расходов по годам			Сопоставление структуры расходов по годам, 1998 г - 100%		
	1998	2002	2003	1998	2002	2003	1998	2002	2003
Профинансированные работы за счет:	20967	38255	48060	100,00	100,00	100,00	100,00	182,45	229,22
федерального бюджета	3617	4858	5239	17,25	12,70	10,90	17,25	23,17	24,99
бюджетов субъектов РФ	7250	8503	7407	34,58	22,23	15,41	34,58	40,55	35,32
средств предприятий	10100	24894	35415	48,17	65,07	73,69	48,17	118,73	168,91

Источник: Составлено на основе: 1. Экологический вестник России.-2000.-№4.-С.37. 2.Зинатулин М.З. О геологической и экономической эффективности геологоразведочных работ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление.-2003.-№ 1-2.-С. 9.

Это единственное существенное положительное изменение. Анализ источников и размеров финансирования показывает, что доля расходов в процентах со стороны государства (федерального бюджета и бюджетов субъектов федерации) значительно не изменилась, и имеет нечетко выраженную тенденцию к снижению. Субъекты федерации находятся в самом невыгодном положении: их доля расходов в общем объеме средств с 1998 по 2003 годы снизилась почти на 20% (34,58-15,41=19,17%). По суммам финансирования также наметилась тенденция к снижению (с 2002 г. по 2003 г. снижение составило 8503-7407=1096 млн руб.). Доля федерального бюджета в общем объеме средств также снижается (с 17,25% до 10,90%), хотя в абсолютном выражении наблюдается медленный, но незначительный рост с 7250 млн руб. в 1998 г. до 7407 млн руб. в 2003г.

Таблица 2

Статьи и структура расходов на воспроизводство минерально-сырьевой базы по источникам финансирования. За 100% приняты расходы на ВМСБ в 2002 г.

	2002				2003			
	Федеральный бюджет	Субъекты федерации	Предприятия	Итого	Федеральный бюджет	Субъекты федерации	Предприятия	Итого
Региональное геологическое изучение недр	4,99	0,40	0,19	5,58	4,57	0,42	0,46	5,45
Поисковые работы	7,49	14,83	1,07	23,39	8,94	12,88	13,82	35,64
Поисково-оценочные работы	0,22	6,35	18,77	25,34	0,18	5,52	23,03	28,73
Разведочные работы	0,00	0,64	45,05	45,69	0,00	0,53	55,27	55,80

Все виды работ	12,70	22,23	65,07	100,00	13,69	19,36	92,58	125,63
----------------	-------	-------	-------	---------------	-------	-------	-------	---------------

Источник: Составлено на основе: Зинатулин М. З. О геологической и экономической эффективности геологоразведочных работ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. -2003.-№ 1-2.-С. 9.

Более полную и адекватную картину о состоянии и темпах воспроизводства МСБ можно составить на основе анализа статей расходов. В таблице 2 приводятся суммы затрат на ВМСБ (по данным геологической службы МПР РФ).

Следует обратить внимание, что все статьи расходов, представленные в таблице 2, являются необходимыми этапами для проведения ГРП (Словарь ..., 1988) и ВМСБ. Эти этапы геологоразведочных работ можно условно разделить на начальные и завершающие. Начальные этапы связаны с геологическим изучением структуры местности и поиском новых месторождений. На завершающих этапах производится изучение найденных месторождений, оценивается качество полезных ископаемых и производится подсчет запасов. Для удобства сопоставления, анализа и рассмотрения, все суммы расходов в таблице 2 выражены в процентах от всей суммы расходов средств на ВМСБ в 2002 г.

Основная масса представленных в таблице 2 расходов приходится на завершающие этапы ГРП - проведение поисково-оценочных и разведочных работ. В 2002-2003 г.г. расходы на эти цели составили 71,0%-84,5% от суммы финансирования ВМСБ за 2002 г. Проведение этих работ связано с оценкой и уточнением запасов *уже найденных* месторождений.

Финансирование работ по поиску *новых, еще не открытых* месторождений, производится по остаточному принципу. Особенно это заметно для регионального изучения недр, где происходит снижение расходов на эти цели (с 5,58% в 2002 г. до 5,45% в 2003 г.), и, соответственно, приводит к снижению объема выполняемых работ. На начальные этапы ГРП (поисковые работы и региональное изучение недр) выделялось значительно меньше средств: 29% в 2002 г. и 41% в 2003 г. от всей суммы ВМСБ за 2002 г. (табл. 2). На этом основании можно сделать вывод, что темпы заключительных стадий ГРП в два раза выше темпов начальных этапов ГРП (29% против 71% в 2002 г. и 41% против 84% в 2003 г.).

Подготовка месторождения к эксплуатации и разработке требует выполнения значительного по времени всего комплекса геологоразведочных работ. Поэтому начальные поиски новых месторождений необходимо вести упряжающими темпами. Начальные стадии ГРП, особенно региональное геологическое изучение недр, предприятиями и государством финансируются слабо. Предприятия практически не финансируют поиски новых месторождений по причине их низкой эффективности. Инвестирование предприятиями средств на ГРП в уже открытые месторождения является практически безрисковым и на порядок более эффективным с точки зрения отдачи расходуемых средств. Эксплуатационная разведка для предприятий является более привлекательной. Государство же недостаточно финансирует эти работы по причине нехватки финансовых ресурсов на эти цели. Это вызвано отсутствием целевого финансирования и упразднением фонда ВМСБ. Упразднение этого фонда с 2002 г. не способствовало текущему решению проблемы восстановления и воспроизводства МСБ. Во время существования фонда целевое расходование средств составляло 70% в среднем по стране. Расходование 30% целевых средств носило нецелевой характер, что свидетельствует о низком уровне контроля использования целевых средств. На данный момент источник таких целевых средств, не смотря на их неэффективное распределение до 2002 года, вообще отсутствует.

В итоге, темпы прироста запасов МСБ будут меняться в сторону снижения, так как добывающие предприятия в три с половиной раза увеличили объемы финансирования завершающих стадий геологоразведочных работ на уже найденных месторождениях (табл. 1) с целью вовлечения их в разработку, причем темпы этих работ очень высоки и постоянно увеличиваются. Одной из главных причин такой активности добывающих предприятий является истощение уже отработанных месторождений, в связи с чем, требуется осуществлять поиск новых объектов для разработки.

Темпы начальных этапов ГРП остались прежними. В результате, наблюдаемое в два раза превышение завершающих этапов ГРП над начальными приведет к резкому сокращению имеющихся на балансе открытых, но до конца не разведанных месторождений. Если такая ситуация будет сохраняться, то истощение МСБ и дальше будет проходить повышенными темпами. Темп конечных стадий ГРП, в два раза превышающий темп начальных этапов ГРП, приведет к тому, что в скором времени предприятия столкнутся с отсутствием перспективных разведанных запасов для эксплуатационной разведки. Поэтому общий всплеск увеличения расходов предприятий на ГРП (табл. 1) не гарантирует необходимых темпов прироста ВМСБ, а может привести к противоположному эффекту.

Принимая это во внимание, можно прогнозировать значительное снижение темпов и объемов прироста ВМСБ при отсутствии целевого финансирования. Для поддержания воспроизводства на уровне 100-105% от объемов истощения МСБ необходимо 5.0 млрд. долл. (150 млрд. руб.) в год. Расходы на ВМСБ в 2003 г. (48 060 млн. руб., табл. 1) составили приблизительно 30% этой суммы.

Прирост запасов МСБ компенсирует объемы ежегодной добычи железных руд на 15-20%, руд цветных и редких металлов – 30-40%, газа – 40-50%. По результатам ревизии запасов твердых полезных ископаемых, проведенной в 1995-1999 гг., их объемы сократились на 28-30%. По экспертным оценкам в существующих условиях нерентабельна отработка более 50% балансовых запасов бокситов, олова, свинца, цинка. Поэтому требуется значительно увеличить объем финансирования работ по ВМСБ и изменить структуру расходов на эти цели, сделать ее *рациональной и сбалансированной*.

Литература

1. Словарь по геологии нефти и газа. – Л.: Недра, 1988. – С. 559, 560-562.

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУРАХ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗИРОВАНИЕМ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

А.А. Кондратьев

Научный руководитель профессор Н.Н. Зинчук
Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ,
АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Накынское кимберлитовое поле расположено в пределах Средне-Мархинского алмазоносного района, в междуречье левых притоков р. Марха р.р. Накын и Ханья. В его геологическом строении выделяются два структурных этажа: нижний, представленный метаморфическими породами фундамента и верхний, отвечающий осадочному чехлу. Кимберлитовые тела прорывают отложения ордовика и перекрыты осадками нижней юры мощностью 60-80 м. Территория района занимает фрагменты структур I порядка Сибирской платформы. Накынскому полю соответствует сложно построенная флексуобразная зона (Сараев и др., 2003), основная часть которой расположена в пределах довольно крутой моноклинали, наложенной на юго-восточный склон Анабарской антеклизы, и обусловленной погружением фундамента и разновозрастных осадочных толщ в Виллойскую синеклизу.

Магматические породы Накынского кимберлитового поля относятся к основной и щелочно-ультраосновной формациям, образование которых связывается с раскрытием Патомско-Виллойского авлакогена. Выражением этих процессов явилось формирование секущих и пластовых гипабиссальных интрузий, трубок взрыва, лавовых и туфовых вулканитов базитового состава, трубок и даек кимберлитов.

Центральной части Накынского поля отвечает тектонический блок ($S = 600 \text{ км}^2$), включающий в себя серию разноранговых и разнонаправленных разрывных нарушений. Блок ограничен разломами Виллойско-Мархинской зоны, имеющими северо-восточное простирание ($30-45^\circ$) и протяженность более 700 км. Многие разрывные нарушения выполнены дайкообразными телами долеритов, отчетливо выраженными в геофизических полях линейными магнитными аномалиями и подтвержденными бурением. Дайки характеризуются различной протяженностью (от 2 до 35 км) и мощностью от 5-8 м до 50-80 м; они расположены кулисообразно или под углом друг к другу, имеют северо-восточное простирание и характеризуются субвертикальным залеганием со склонением на юго-восток. Нарушения северо-западного простирания, входящие в Средне-Мархинскую зону глубинных разломов, имеют прерывистый характер и представлены отдельными дугообразными, изогнутыми и реже прямолинейными разломами, часто залеченными дайками долеритов. Относительно высокая плотность разломов в пределах Накынского кимберлитового поля выступает одним из благоприятных факторов локализации эксплозивных образований.

В пределах рассматриваемого блока прослеживаются Северный и Южный разломы. К ним под углом $15-20^\circ$ располагаются Дяхтарский и Ботуобинский разломы, имеющие северо-восточное простирание $50-65^\circ$ (Черный и др., 1999). Дайки выполнены мелкозернистыми пойкилофитовыми и призматическими офитовыми долеритами. По мнению многих исследователей, данные разломы являются рудоконтролирующими для кимберлитов Накынского поля, поскольку известные кимберлитовые тела располагаются в непосредственной близости от них.

В околотрубочном пространстве кимберлитовых тел установлены признаки разрывных нарушений (Зуев и др., 1998). Они имеют крутое падение, различное простирание и, в большинстве случаев, являются скрытыми. Кимберлитовмещающая структура представлена скрытым разломом север-северо-восточного простирания ($15-20^\circ$) протяженностью несколько километров, являющимся диагональным (получил название Диагональный) по отношению к разломам северо-восточного простирания, проходящих через Накынское кимберлитовое поле. Данное дизъюнктивное нарушение прослеживается по признакам сбросовых и сдвиговых нарушений в керне и данным высокочастотного сейсмического зондирования. В пределах Диагонального разлома выделяются два относительно крупных тектонических шва, мощность которых по данным бурения составляет первые десятки метров, а протяженность сотни метров (Игнатов и др., 2001). Во флексурном перегибе одного из них локализована трубка Ботуобинская. Эти нарушения расположены субпараллельно Диагональному разлому на расстоянии 350 м друг от друга, и картируются по материалам детального изучения керна кимберлитовмещающих пород по наличию ряда признаков (микробрекчии, резкие изменения субгоризонтального залегания пластов, микросбросы, сближенные крутопадающие прожилки, выполненные кальцитом, пиритом, доломитом, тектонический кливаж, зеркала скольжения) (Игнатов и др., 2001). Кимберлитовые образования, локализованные в Диагональном разломе, образуют линейную группу (цепочку) тел. Длинные оси кимберлитовых тел (трубка Ботуобинская по длинной оси имеет северо-восточное простирание $25-28^\circ$, а трубка Нюрбинская - $12-15^\circ$) ориентированы в том же направлении. Указанные особенности размещения трубок свидетельствуют о том, что Диагональный разлом является кимберлитовмещающим, выявление которого геофизическими методами затруднено, так как в нём отсутствуют траппы, и поэтому это дизъюнктивное нарушение не выделяется в виде аномалии магнитного поля.

На площади Накынского поля среднепалеозойская щелочно-ультраосновная формация представлена тремя сложнопостроенными телами - трубками Ботуобинская, Нюрбинская и кимберлитовым телом Мархинское. Трубки Ботуобинская и Нюрбинская были сформированы в две фазы внедрения: субвулканическую - I фаза внедрения - дайки север-северо-восточного простирания; выполненные порфировыми кимберлитами, и вулканическую - II фаза внедрения - диатрема и кратерная постройка (характерна для трубки Ботуобинская), выполненные аволитовыми кимберлитовыми брекчиями и туфобрекчиями соответственно. Трубка Нюрбинская, сопровождаемая серией маломощных кимберлитовых жил и эксплозивных брекчий, располагается в центре пресечения тектонических нарушений. Данный центр образован тремя системами трещин северо-восточного, северо-западного и север-северо-восточного простирания (Диагональный разлом). Местоположение тел эксплозивных брекчий контролируется двумя первыми системами. Так, в дизъюнктивном нарушении северо-восточного простирания, субпараллельном Ботуобинскому разлому, расположены два тела эксплозивных брекчий из пяти, расположенных в непосредственной близости от трубки Нюрбинская. В Дяхтарском разломе расположены три тела. Поперечные к ним разломы северо-западного простирания намечаются по линиям, в которые объединены точки появлений эксплозивных брекчий и кимберлитов. Полученные данные согласуются с имеющимися представлениями (Дукардт, Борис, 2000) о том, что магматические тела эксплозивной природы находятся в узлах пересечения разломов разных направлений.

Подводя итог вышесказанному, можно отметить, что основные закономерности локализации эксплозивных магматических образований Накынского поля, представленных телами кимберлитов и эксплозивных брекчий базальтоидов; сводятся к следующему:

- все известные кимберлитовые тела приурочены к Диагональному разлому скрытого типа, который плохо картируется геологическими методами и слабо выражен в геофизических полях;
- кимберлиты локализируются в узлах пересечения разломов трех направлений: северо-восточного, северо-западного и восток-северо-восточного;
- взрывчатые тела базальтоидов часто располагаются вблизи кимберлитоконтролирующих разломов и известных кимберлитовых тел.

Таким образом, выявление и прослеживание малоамплитудных и скрытых разломов является важной задачей, решение которой необходимо при прогнозировании участков, перспективных для обнаружения новых кимберлитовых тел.

Литература

1. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж, 2000. – 161 с.
2. Зуев В.М., Безбородое С.М., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. и др. Структуры, контролирующие положение кимберлитов Средне-Мархинского района. Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. // Материалы научно-практической конференции, посв. 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Мирный, 1998. – С. 260-262.
3. Игнагов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения. // Руды и металлы. – Мирный, 2001. – №5. – С. 32-43.
4. Сараев А.К., Пертель М.И., Никифоров А.Б., Гарат М.Н., Манаков А.В., Жандалинов В.М., Поспеева Е.В. Особенности проявления кимберлитовмещающего разлома в Накынском поле по данным АМТЗ. // Актуальные пробл. геол. отрасли АК АЛРОСА и научно-методическое обеспечение их решений: Сборник трудов региональной научно-практической конф. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. – С. 539-543.
5. Черный С.Д., Сафьянников Ю.В., Яныгин Ю.Т., Шаталов В.И. Особенности прогнозирования и поисков месторождений алмазов в Средне-Мархинском алмазоносном районе (Якутская алмазоносная провинция). // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Труды международной конференции. – Симферополь-Судак, 1999. – С. 212-216.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КИММЕРИЙСКИХ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

А.В. Коркошко

Научный руководитель профессор Н.И. Бойко

Ростовский государственный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

На сегодняшний день отечественная промышленность испытывает острый дефицит в титановом и циркониевом концентратах. Располагая крупными мощностями по металлургической переработке руд, предприятия находятся в полной зависимости от импорта этих концентратов из Украины. Потребности в титан-циркониевом сырье весьма велики. Для решения проблемы должны быть в первую очередь освоены россыпные месторождения, обладающие повышенной инвестиционной привлекательностью, так как для их освоения требуются менее значительные капиталовложения и незначительный срок ввода в действие добывающего предприятия.

Сейчас в нашей стране известны две крупные провинции древних титан-циркониевых россыпей: одна приурочена к Русской платформе, а вторая связана с периферийными структурами Западно-Сибирской плиты. К первой относится и Южно-Российский россыпной бассейн, где полезные минералы отмечены на разных стратиграфических подразделениях. Здесь самым перспективным объектом считается Ставропольский россыпной бассейн.

Нами была изучена территория Таманского полуострова, которая может стать второй, по перспективности, площадью на титан-циркониевые россыпи на юге России. Проявления титан-циркониевых минералов были установлены в киммерийских отложениях (пантикапейские надрудные слои). Цель проведенного исследования - изучение состава и текстурно-структурных особенностей киммерийских отложений для воссоздания палеофациальной обстановки их формирования, определения источника поступления рудного вещества в бассейн седиментации и выявления новых перспективных площадей.

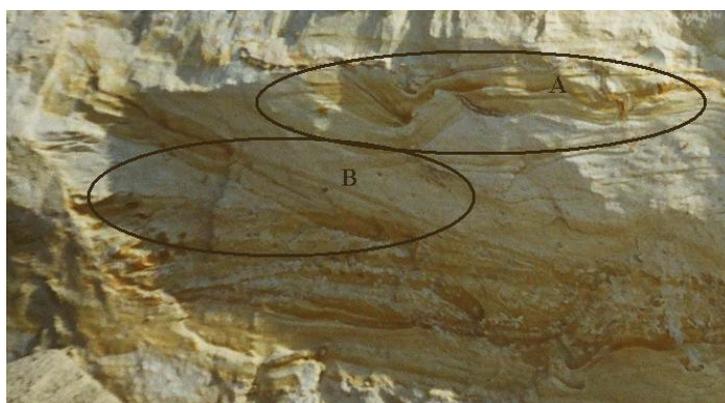
Продуктивная толща сложена песками кварцевыми серыми, белыми, желтыми до бурых косо-, волнисто-, реже параллельнослоистых. По степени литификации отмечаются рыхлые и слабосцементированные разности. Рыхлые разности преобладают.

В результате проведенного гранулометрического анализа было установлено, что киммерийские россыпи сложены преимущественно крупнозернистым алевритом (согласно классификации Российского государственного университета нефти и газа), в составе которых преобладают разности с размером зерен от 0,1 до 0,063 мм, более грубые и тонкие фракции находятся в подчиненном количестве.

Наиболее обогащенной тяжелыми минералами оказалась фракция с размером зерен 0,063 мм и менее. Минеральный состав этой фракции во всех выделенных пробах довольно однообразен. Полезные минералы здесь представлены ильменитом, цирконом, рутилом, титаномагнетитом и сопутствующих им дистеном, сфеном, турмалином,

ставролитом, эпидотом, роговой обманкой, гранатом и единичными зернами других минералов. Минералы тяжелой фракции хорошо окатаны, редко встречаются осколки кристаллов. Суммарное содержание рудного вещества варьирует от 4,9 до 16,9 кг/м³. Легкая фракция отложений составляет 94-96% и выражена в основном 93-98% кристаллами кварца различной степени окатанности и прозрачности, а также хорошо окатанными зернами полевых шпатов и чешуйками мусковита.

Гранулометрический и минеральный состав, а также текстурные особенности (наличие косой и волнистой



**Рис. 1. Тектурные особенности Таманских Киммерийских отложений. В 800 м к юго-западу вдоль Черного моря от озера Соленого (обн. 7 GIF)
А – волнистая слоистость; В – косая слоистость**

слоистости) (рис. 1) указывают на принадлежность россыпей к области прибрежно-морской седиментации.

Сходство минерального состава, высокая степень сортировки продуктивных отложений, а также принадлежность полезных минералов к тонким фракциям, указывают на их многократное переотложение и формирование за счет перемыва более древних осадков. Питающей провинцией могли служить коры химического выветривания Русской платформы, магматические породы Уральского хребта (Бойко, 2003) и переотложенные коры выветривания Кавказской суши.

Вероятнее всего россыпеобразующие минералы поставлялись в бассейн седиментации крупными реками Палеодоном и Палеоволгой. Материал, поставляемый

Палеоволгой, перемещался через Ставропольский свод к Еникальскому (Керченскому) проливу на территорию современного Таманского полуострова. Здесь нельзя исключать возможность генетической связи между киммерийскими Таманскими и, к тому времени уже сформировавшимися, среднесарматскими титан-циркониевыми россыпями Ставрополя.

Литолого-фациальные построения, выполненные Н.И. Бойко в 2003 г., указывают, что в образовании киммерийских россыпей существенную роль сыграли подстилающие мезокайнозойские платформенные постройки, которые формировались в аномальных для биогермообразования условиях в Еникальском проливе, соединявшем мелководный Азово-Кубанский мезокайнозойский бассейн с относительно глубоководным Черноморским бассейном. Благодаря геоморфологической выраженности, постройки являлись своего рода биологическим баром и влияли на процессы осадконакопления не только в мезокайнозойском море, но и в сменившем его палеогеном и киммерийском бассейне седиментации. В киммерийское время именно этот бар препятствовал выносу терригенного материала из Азово-Кубанского водоема в Черное море. Поступавшие с северной, западной и восточной суши россыпеобразующие минералы направленными с севера на юг течениями переносились в сторону Еникальского пролива, где в основной массе осаждались в пределах барового сооружения.

Важно отметить, что в формировании среднесарматских титан-циркониевых россыпей Ставрополя, также участвовали платформенные постройки западного и северо-западного склона Ставропольского свода.

Установленные закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на Таманском полуострове должны позволить не только оценить известные россыпи в пределах Ставропольского бассейна, но и выявить перспективные площади на территории Ростовской области, Краснодарского края, Адыгеи и Карачаево-Черкесии.

Литература

1. Бойко Н.И. К металлогении рифогенных комплексов. // Руды и металлы. – М., 1999. – №6. – С. 18-25.
2. Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования мезокайнозойских отложений Азово-Кубанского региона. // Литология и полезные ископаемые. – М., 2001. – №2. – С. 182-186.
3. Бойко Н.И. О металлогении рифов. // Известия секции наук о Земле РАЕН. – М., 2003. – №10. – С. 16-28.
4. Усков М.В. Геологическое строение Таманского полуострова: Сводный отчет 1945-46/Министерство Геологии СССР Азово Черноморское Геологическое Управление; Руковод. Усков М.В; инв. N 06439. – Ростов-на-Дону, 1946. – 437 с.
5. Холодная И.А., Хардигов А.Э. Критерии прогнозирования киммерийских титан-циркониевых россыпей юга России. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – М., 2004. – №6. – С. 31-35.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ СИНЮХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

А.Н. Краснощеков

Научный руководитель доцент В.Г. Ворошилов
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Синюхинский рудный узел располагается в восточном секторе Бийско – Катунской структурно-формационной зоны Горного Алтая. Важную прогнозно-поисковую роль в рудном узле играет Югалинский массив гранитоидов и сопровождающие его дайковые образования, определяющие размещение месторождений золото-медно-скарнового

промышленно - генетического типа. Состав руд преимущественно борнит-халькозиновый с халькопиритом. В пределах рудного узла, помимо Синюхинского рудного поля, многие исследователи выделяют также и потенциальное Ашпанакское рудное поле.

В основе данной работы лежат результаты литохимического опробования водотоков в пределах названных рудных полей. По этим геохимическим данным были рассчитаны фоновые и минимально аномальные концентрации элементов. Поскольку на рассматриваемой площади распределение всех элементов не соответствует нормальному закону распределения ($A/S_A > 3$ и $E/S_E > 3$), при расчете фоновых и аномальных концентраций использована модель логнормального распределения, в соответствии с требованиями Инструкции по геохимическим методам поисков (Инструкция по..., 1983). Вычисления минимально аномальных значений проводились в соответствии с выражением:

$$X_{\text{аном.}} = X_{\text{фон.}} * \varepsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}},$$

где m – число точек с повышенными содержаниями, образующих непрерывный поток; $X_{\text{фон.}}$ – фоновое содержание элемента, ε – стандартный множитель.

Была подсчитана продуктивность (P) и прогнозные ресурсы (Q_H) для следующих элементов: Zn, Cu, Pb, Ni, Mo, V, Sr, Ba, Mn, Co, Sn, Ti, Cr.

Расчет продуктивности для идеального потока проводился по формуле:

$$P = (X_i - X_{\text{фон.}}) * S_i,$$

где X_i – содержание элемента в точке i ; S_i – площадь водосбора в точке i (Соловов, 1985).

Условия идеального потока характерны только для верховий ручьев (водотоки первого порядка). Для всех остальных случаев использована формула расчета продуктивности реального потока: $P_{\text{ист.}} = P_{\text{макс.}} * \lambda$,

$$\text{где } \lambda = \frac{1 - \frac{S_{R_0}}{S_R}}{1 - \left(\frac{S_{R_0}}{S_R}\right)^\alpha},$$

где $\frac{S_{R_0}}{S_R}$ – соотношение площадей водосбора в точках начала и окончания поступления рудного материала; α – коэффициент, учитывающий влияние ближайших склонов.

Для подсчета прогнозных ресурсов использовалась следующая формула:

$$Q_H = \frac{1}{40k'k} * H * P_{\text{ист.}},$$

где k' – местный коэффициент пропорциональности потоков рассеяния вторичным ореолам; k – коэффициент остаточной продуктивности вторичных ореолов относительно первичных; H – рациональная глубина подсчета ресурсов.

Полученные таким путем результаты для двух полей сравнивались между собой по трем критериям: интенсивность проявления, элементный состав, распределение по площади. Для Синюхинского рудного поля характерен следующий элементный состав аномальных геохимических полей: Zn, Cu, Pb, Ni, V, Co, Ba. Аномальные поля этих элементов характеризуются большими размерами в плане и наличием высокой продуктивности. Прогнозные ресурсы оцениваются от десятков до нескольких сотен тонн. Ашпанакское рудное поле характеризуется наличием аномальных полей Cr и Mo, при слабом проявлении их на Синюхинском рудном поле, и следующим составом аномальных полей Zn, Cu, Pb, Ni, V, Co, Ti. Продуктивность и размеры аномальных геохимических полей этих элементов отличается сравнительно низкими показателями, и оценивается прогнозными ресурсами до первых десятков тонн. В целом по всей площади рудного узла наблюдается тенденция постепенного уменьшения продуктивности потоков рассеяния с запада на восток от Синюхинского к Ашпанакскому рудному полю.

Размещение аномальных полей элементов-спутников золотого оруденения на площади рудного узла образует следующую структуру геохимического поля: Синюхинское рудное поле фиксируется комплексом аномальных полей Zn, Cu, Pb, Ni, Co, и отвечает зоне ядерного концентрирования первого порядка (рис. 1). По ее периферии наблюдается зона фронтального рассеяния элементов. В этой зоне находится зона ядерного концентрирования второго порядка, представляющая собой Ашпанакское рудное поле, которое фиксируется аномалиями ассоциации Zn, Cu, Pb, Ni, Co по размерам значительно уступающим аналогичным структурам Синюхинского рудного поля. По периферии Ашпанакского рудного поля прорисовывается зона фронтального рассеяния элементов второго порядка представляющая собой разрозненные аномальные поля Cu, Zn и Ni.

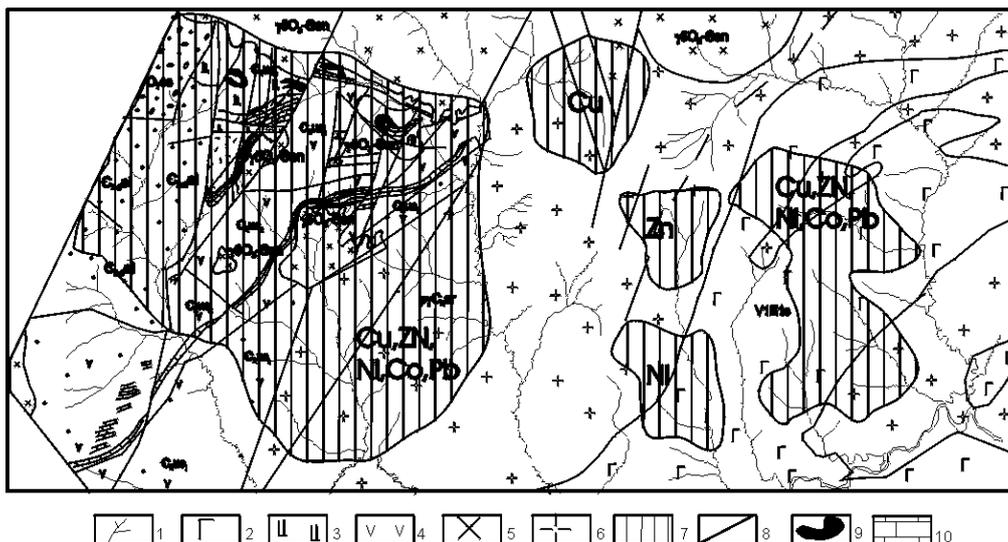


Рис. 1. Структура геохимического поля литохимических потоков рассеяния Синохинского рудного узла

1-реки; 2-габброиды; 3-базальты; 4-андезиты и их туфы; 5-гранитоиды; 6-плагиограниты; 7-аномальные структуры геохимического поля; 8-тектонические нарушения; 9-скарны; 10-известняки

уммарная продуктивность ассоциации Zn, Cu, Pb, Ni, Co для Синохинского рудного поля составляет 2070% *м², для Ашпанакского рудного поля 391%*

м². В первом приближении это различие можно оценивать как соотношение масштабов проявления рудообразующего процесса, поскольку названные элементы являются на изученной территории спутниками золота.

Ресурсы золота в Ашпанакском рудном поле в этом случае можно приближенно оценить по формуле:

$$Q_{\text{Ашп}} = Q_{\text{Син}} * (391/2070) = Q_{\text{Син}} * 0,19$$

Вся обработка анализов проводилась на персональном компьютере с использованием программ: Grapher, Arc View, Excel, Statistica, Easy Trace, CorelDRAW.

Литература

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М: Недра, 1983.
2. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М: Недра, 1985.

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОСТИ ПОТОКОВ РАССЕЙНИЯ

А.Л. Кузьменко

Научный руководитель доцент В.Г.Ворошилов
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Целью настоящей работы являлось установление взаимосвязи между фоновыми концентрациями элементов в потоках рассеяния и величиной площади водосбора (порядком водотока). В качестве объекта исследований использованы потоки рассеяния бассейна реки Балахтисон (Восточный Саян). Поскольку на рассматриваемой площади распределение всех элементов не соответствует нормальному закону ($A/S_A > 3$ и $E/S_E > 3$), при расчете фоновых и аномальных концентраций использована модель логнормального распределения, в соответствии с требованиями Инструкции по геохимическим методам поисков (1983 г). Последовательность расчетов следующая:

- по каждому элементу формируется выборка из исходных значений, за исключением заведомо аномальных проб (например, с содержанием Pb $> 10 \cdot 10^{-3} \%$);
- все значения содержаний элемента в выборке заменяются их логарифмами;
- рассчитывается среднее арифметическое значение логарифмов:

$$\overline{\text{Ln}(X)} = \sum \frac{\text{Ln}(X_i)}{N};$$

- рассчитывается стандартное отклонение логарифмов значений: $S_{\text{Ln}} = \frac{\sum [\text{Ln}(X_i) - \overline{\text{Ln}(X)}]^2}{N - 1}$;

- для возврата к обычным числам вычисляется экспонента среднего логарифма (среднее геометрическое):

$$\tilde{X} = \exp[\overline{\text{Ln}(X)}];$$

- вычисляется стандартный множитель: $\varepsilon = \exp(S_{\text{Ln}})$;

- вычисляется минимально аномальное значение: $X_{\text{аном}} = \tilde{X} * \varepsilon^3$.

Это значение является аномальным для одной изолированной точки. Если точек с повышенным содержанием элемента несколько, уровень аномальности для них снижается в соответствии с выражением:

$$X_{\text{аном.}} = \tilde{X} * \varepsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}}$$

где m – число точек с повышенными содержаниями, образующих непрерывный поток.

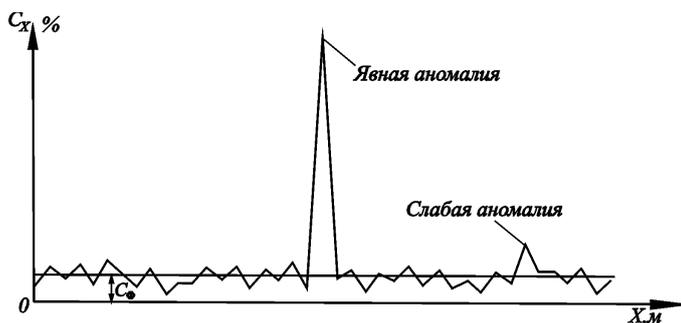


Рис. 1. График распределения содержания элемента по профилю опробования

Уровень местного геохимического фона уже при длине профилей, превышающих первые километры, с достаточной точностью определяется на глаз, путем рассмотрения графиков содержаний элементов и проведения усредняющей прямой в области устойчиво низких содержаний рудного элемента. Способ зрительной оценки фона успешно применялся с момента возникновения геохимических методов поиска и его использование по-прежнему оправдано на стадии предварительной интерпретации данных или при детальном изучении уже выявленных аномалий. Недостатками этого способа являются характеристика фона только величиной среднего содержания элемента C_{ϕ} без учета степени его

постоянства и субъективный выбор нижнего содержания элемента, признаваемого аномальным (Соловов, 1985). Вследствие этого неизбежен пропуск части более слабых аномалий или ошибочное выделение фиктивных аномалий, связанных со случайными колебаниями уровня фона.

Среди отклонений от общего уровня содержаний химического элемента по профилю опробования следует различать явные аномалии, единственным критерием для выделения которых служит коллективный геологический опыт (рис. 1). Представления об явных геохимических аномалиях позволяют уточнить понятие о местном геохимическом фоне, за величину которого принимается среднее содержание химического элемента в пределах однородного участка, в удалении от явных аномалий. Литохимическим потоком рассеяния месторождения называется область повышенных содержаний химических элементов, характерных для данного месторождения, прилегающая к вторичному ореолу рассеяния и развивающаяся в горных породах на путях твердого и водного стока. В направлении стока содержания химических элементов затухают, постепенно приближаясь к значениям, соответствующим местному геохимическому фону. Однако необходимо учитывать, что при расчете фона в потоках рассеяния свой вклад вносит не только рудный материал, сносимый со склонов, но и пустые породы которые также будут влиять на уровень местного геохимического фона. В направлении стока, по мере удаления от рудного объекта, фоновые значения элемента могут постепенно снижаться и приближаться к кларковым значениям.

Проведенные работы по расчету фона, говорят о том, что для ряда элементов (Ag, Ba, Ni, Ti, Zn) значения фона в потоках разных порядков изменяются. Фоновые содержания элементов в потоках рассеяния более высоких порядков стремятся к минимуму. Это было отмечено В.А. Романовым при обработке данных анализов опробования по р.р. Оса и Обуса бассейна р. Ангары (Романов, 2000). Объясняется это несколькими причинами. Во-первых, поток рассеяния – это не только разрушенная часть коренных пород, но и водные растворы и взвеси. По Г.В. Лопатину (Лопатин 1952), поток рассеяния выражается значениями 3,5;0,35;1, т.е. 3,5 – взвеси, 0,35 – влекомый по дну материал, 1 – растворенное водой вещество. Поскольку в пробу отбирается илистая фракция, соответственно анализу подвергается не вся масса стока вещества. Кроме того, происходит растворение веществ и переход их из твердой фазы в водные растворы, которые в свою очередь разбавляются новыми порциями воды с прилегающих территорий.

Следующим фактором является разубоживание рудных компонентов вмещающими породами по мере их сноса вниз. По мере удаления точек опробования от начала потока площадь водосбора увеличивается. Таким образом рудный объект, попавший в площадь водосбора первого порядка, оказывает намного большее влияние на уровень фона и силу аномалий, чем такое же рудное тело, на площадь водосбора второго, третьего и более высоких порядков. Содержание полезного компонента на единицу объема соответственно постепенно падает.

Таким образом, в потоке рассеяния происходит естественный процесс рассеивания вещества (разубоживание, вынос, растворение). И с увеличением порядка водотока этот процесс ускоряется.

Из вышеизложенного вытекает вывод, что при выделении аномалий необходимо учитывать эти факторы и снижать «планку» геохимического фона в соответствии с величиной площади водосбора (табл. 1, 2).

Таблица 1

Минимально-аномальные содержания для бассейна р. Балахтисон ($v \cdot 10^{-3} \%$ (Au, Pt, Ag – в мг/т))

порядок	минимально - аномальные значения в $v \cdot 10^{-3} \%$ (Au, Pt, Ag – в мг/т)													
	Ag	Au	Ba	Bi	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Ti	Zn	Sn
1 порядок	49,47	8,24	96,96	0,15	11,57	21,49	2,69	72,89	0,38	20,50	2,57	502,7	12,26	0,31
2 порядок	28,87	8,01	13,12	0,10	1,62	8,86	2,80	72,38	0,39	14,34	2,26	523,9	7,35	0,27
3 порядок	14,48	5,33	12,68	0,10	0,65	23,10	2,40	62,97	0,45	4,64	3,01	433,2	8,03	0,10

Средние фоновые значения для бассейна р. Балахтисон (в $n \cdot 10^{-3} \%$ (Au, Pt, Ag – в мг/м))

элемент	порядок водотока		
	1	2	3
Ag	9,19	7,31	5,98
Ba	20,15	9,41	9,48
Mo	0,13	0,13	0,15
Cr	5,85	3,98	3,72
Zn	4,98	3,96	3,56
Sn	0,13	0,12	0,10
Pb	0,94	0,93	0,88
Ti	288,77	261,42	248,23

Литература

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: Недра, 1985.
2. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. – М.: Географгиз, 1952.
3. Романов В.А. Потоки рассеяния и их использование при проведении эколого-геохимического картирования. // Отечественная геология. – М., 2000. – №2. – С 45-50.
4. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985.

К ПРОБЛЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ ЗОН ЗАМЕЩЕНИЯ НА СТАРОБИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

В.Э. Кутырло, Э.А. Высоцкий

Научный руководитель профессор Э.А. Высоцкий
Белорусский государственный университет, г. Минск, Беларусь

Изучение зон замещения продуктивных силвинитовых слоев каменной солью с выходом на региональное и локальное прогнозирование, позволило бы оптимизировать планирование очистных горных работ на шахтных полях РУП «Беларуськалий» и перспективном участке Красная Слобода (Старобинское месторождение калийных солей).

В мировой практике исследования подобных зон можно выделить два подхода: первый, в русле которого работали такие ученые как И. Хольверд, Р. Хатчинсон, Ф. Бессерт, Я.Я. Яржемский, В.Н. Щербина, А.Е. Ходьков, был направлен на раскрытие генезиса зон замещения и второй подход, акцентировавший внимание на локализации и морфометрии объекта исследования (Высоцкий, Кислик, 1988).

Еще в 60-х годах ученые отмечали некоторые проблемы в объяснении генезиса зон замещения. Так, применимо к Старобинскому месторождению, было предложено сразу несколько генетических гипотез: 1) гипотеза Я.Я. Яржемского, который, по аналогии с зонами замещения Верхнекамского месторождения, высказал предположение о первично-седиментационном характере изменений в горизонтах калийной соли на Старобинском месторождении; 2) концепция В.Н.Щербины, которая заключается в том, что возникновение зон замещения обусловлено изменением состава солевой массы донных отложений солеродного водоема в период раннего диагенеза; 3) предположение А.Е. Ходькова, сущность которого заключается в том, что зоны замещения возникают в результате воздействия на калийные горизонты рассолов, отжимающихся при уплотнении и обезвоживании соленосных толщ.

Изучая генезис зон замещения, не следует забывать о первичных эмпирических данных, анализ которых стал возможным с развитием компьютерных технологий. Также важен практический результат (прогнозирование зон замещения), а не построение идеализированных схем их происхождения. Чувствуя некоторый скептицизм к генетическим построениям в геологии, мы все же взяли за основу предположения А.Е. Ходькова о генезисе зон замещения.

Постседиментационно-миграционная гипотеза А.Е. Ходькова, развитая его последователями, представляется нам наиболее удачной, более детально проработанной в научном отношении. Основные положения данной гипотезы для Старобинского месторождения сформулированы и подробно освещены в научных работах В.З. Кислика (Кислик, 1971), который в своих исследованиях опирался также на труды К. Адамса, К.



Рис.1. Модель локализации зон замещения на Старобинском месторождении калийных солей
(на основе GIS программы Arcview 3.2)

1 – границы шахтных полей, 2 – шахтные целики, 3 – отработанные участки, 4 – тектонические разломы, 5 – граница выклинивания II калийного горизонта, 6 – стратоизогипсы по поверхности II калийного горизонта, 7 – зоны замещения.

Линна, Д. Кейса. Согласно В.З. Кислику в пределах месторождения во II калийном горизонте существуют два типа зон замещения: раннедиагенетический и катагенетический. К раннедиагенетическому типу относятся небольшие по площади зоны, протяженностью от 10 до 20-30 м. Форма их в плане эллиптическая и они обычно имеют субширотное простирание. Из двух сильвинитовых слоев, слагающих нормальный разрез горизонта, каменной солью замещается, как правило, весь нижний сильвинитовый слой, причем контакт каменной соли и сильвинитов нормального разреза резкий. Верхний сильвинитовый слой в большинстве случаев сохраняет нормальное строение, но проседает, образуя пологую синклинальную складку в зоне замещения. Прослои при переходе в складку изгибаются, но не меняют мощности. О проседании слоя свидетельствует также образование волокнистого сильвинита в горизонтальных трещинах. Тонкие прослои галопелитов в замещенном нижнем слое залегают неровно, разорваны и смещены, более мощные разбиты трещинами, нередко выполненными сильвинином или красным галитом. К катагенетическому типу зон замещения относятся крупные зоны протяженностью от 100 до 300—400 м. В плане они имеют округлую, иногда причудливую, часто эллиптическую форму и простираются в субширотном или субмеридиональном направлении. В этих зонах отмечено замещение обоих слоев, но нижний, как правило, замещен на большей площади. Замещение сильвинитов нижнего слоя носит чащеобразный характер, а верхнего не имеет определенной формы. В центральных частях зон наблюдаются так называемые «бугры вспучивания» (Кислик, 1965).

В целом, классификация и ретроспективные построения происхождения зон замещения не противоречит фактическим данным, полученным к 1966 году. Но хочется отметить то, что за последние 37 лет накоплен определенный материал, который позволяет развить и более детально проработать, а также отчасти верифицировать некоторые положения данной гипотезы на практике при прогнозировании зон замещения Старобинского месторождения.

Если взять постседиментационно-миграционную гипотезу Ходькова-Кислика за определенный научный базис то, при прогнозировании локализации зон замещения в пределах II и III калийных горизонтов, нами предложено руководствоваться следующей матрицей признаков: (X1, X2, X3, X4, X5, X6, X7, X8, X9, X10, X11), где X1 – расстояние до ближайшего тектонического нарушения; X2 – глубина залегания калийного горизонта (определение геостатического давления); X3 – мощность исследуемого калийного горизонта; X4 – мощность исследуемых сильвинитовых слоев; X5 – мощность соленосных отложений, перекрывающих исследуемый калийный горизонт; X6 – мощность глинисто-карбонатной пачки непосредственно подстилающей калийный горизонт; X7 – содержание в исследуемом слое NaCl; X8 – содержание в исследуемом слое KCl; X9 – содержание в исследуемом слое MgCl₂; X10 – содержание в исследуемом слое нерастворимого остатка; X11 – бром-хлорное отношение подземных вод на локально обводненных участках выше и ниже залегающих по отношению к калийному горизонту глинисто-карбонатных пачек (24, 26 ГКП для II и 12, 14 ГКП для III калийных горизонтов).

Внедрение геотехнологических технологий в ткань наук геологического цикла, помогает не только оперативно и точно картировать зоны замещения (рис.1), но и изучать корреляционные зависимости между признаками, строить последующие уравнения регрессии. Полученные данные на выходе должны дать модель локализации зон замещения на неотработанных участках (в виде карт изовероят).

Вторая возможность применения компьютерных технологий заключается в моделировании палеогидродинамических процессов в пределах Старобинского месторождения. Ведь по существу, вода является главным агентом выщелачивания горных пород, что служит появлению зон разубоживания. В связи с этим можно определить следующие направления в палеогидрогеологической моделировании: определение путей миграции активных флюидов; количественное определение объема отжатой воды при седиментации и дальнейшем уплотнении соленых отложений; вычисление солевого баланса и значений массопереноса с целью верификации постседиментационно-миграционной модели Ходькова-Кислика.

Литература

1. Высоцкий Э.А., Кислик В.З., Седун Э.В., Вишневецкий В.Н. Зоны замещения на III калийном горизонте Краснослободского участка и критерии их прогнозирования. // Проблемы морского и континентального галогенеза. – Новосибирск, 1988. – С. 111.
2. Кислик В.З. Постседиментационные изменения в калийных горизонтах Старобинского месторождения. // Проблемы прогноза, поисков и разведок месторождений горно-химического сырья СССР. – М.: Недра, 1971. – С. 209–218.
3. Кислик В.З. Зоны замещения на 2-ом калийном горизонте и возможности их прогнозирования. // Материалы I научной конференции молодых геологов Белоруссии. – Мн.: Наука и техника, 1965. – С. 181–182.

ВОЗМОЖНЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СУРЬИНСКО-ПРОМЫСЛОВСКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

М.А. Лежепков

Научный руководитель профессор А.Г. Баранников

Уральская государственная горно-геологическая академия, г. Екатеринбург, Россия

Сурьинско-Промысловская минерагеническая зона (СПМЗ) располагается на западном склоне Среднего и Северного Урала и характеризуется высокой продуктивностью россыпных месторождений золота и платины. Узловое размещение золотоносных россыпей и их коренных источников в пределах зоны отражает стадийные процессы концентрирования золота в углеродсодержащих метавулканогенно-метатерригенных толщах, массивах габбро-гипербазитовых и габбро-гранитоидных серий, продуктах их метаморфических и гидротермально-метасоматических изменений, а также мезозойских корах выветривания и россыпях.

Южная часть СПМЗ характеризуется в целом невысокой продуктивностью. Здесь отмечается резко неравномерное распределение золотоносных и золото-платиновых россыпей. Они группируются в отдельные рудно-

россыпные узлы, разделенные участками с низкой золотоносностью. Рудно-россыпные узлы этой части СПМЗ контролируются Ревдинско-Шишимской мезозойской эрозионно-структурной депрессией, находящейся на южном продолжении ведущих мезозойских депрессий Урала – Турьинско-Богословской и Ивдельско-Тагильской. Наиболее крупные золото-платиновые россыпи известны лишь в северной части отмеченной депрессии. Южная часть этой морфоструктуры характеризуется в целом слабой золотоносностью.

Вопрос о коренных источниках золота россыпей Ревдинско-Шишимской депрессии до сих пор остается открытым. Изучение опубликованных, архивных и фондовых материалов, а также личные геолого-геоморфологические наблюдения автора в пределах Ревдинского района позволяют обсуждать вопрос о возможных геолого-генетических типах коренных источников золотоносных россыпей. Кратко рассмотрим их на примере Первоуральского, Мариинского и других рудно-россыпных узлов.

Для многочисленных золото-платиновых россыпей плейстоценового возраста, локализованных в северной части депрессии (Шишимский и Первоуральский узлы), наиболее золотопродуктивными являются области развития метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ раннего силура. Они вмещают метаморфогенно преобразованные золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, а также объекты жильного золото-сульфидно-кварцевого типа. Повышенные концентрации "видимого" самородного золота установлены и в антигортитизированных гипербазитах Серовско-Маукского пояса (Сазонов и др., 2001).

Единичные золотоносные россыпи четвертичного возраста известны также в пределах Ревдинского комплекса Платиноносного пояса, сложенного амфиболитами, роговиками, гипербазитами и габброидами (O_3S_1), а также диоритами и гранодиоритами (S_2). Изучение морфологических особенностей самородного золота из аллювия наиболее крупной Ельцевской россыпи показало, что ее возможные коренные источники могут быть отнесены к золото-сульфидно-кварцевому типу. В изученных обнажениях массивов диоритов и контактирующих с ними габброидов встречены маломощные зоны метасоматитов, имеющих преимущественно субмеридиональное простирание. Внешняя зона метасоматической колонки представлена эпидот-кварц-хлоритовыми породами, а внутренняя зона – эпидот-серицит-хлорит-кварцевыми, кварц-эпидот-альбитовыми, анкерит-хлорит-кварцевыми и хлорит-эпидот-кварц-аксинитовыми метасоматитами, содержащими кварцевые прожилки с сульфидной минерализацией.

Близкие по минеральному составу среднетемпературные изменения широко проявлены в уралитизированных клинопироксенитах Первоуральского месторождения комплексных прожилково-вкрапленных титаномагнетитовых (качканарский тип) и медно-сульфидных (волковский тип) руд. Здесь на контакте горнблендитов (уралитов) с телами амфибол-сосюритового метагаббро наблюдаются многочисленные жилы плагиоклазитов, кварц-плагиоклазовых пород, зоны актинолит-кварц-хлоритовых и эпидот-хлоритовых метасоматитов (пропилитов). Они сопровождаются ореолами слабой анкеритизации, прожилками хлорито-анкеритового, анкеритового и аксинит-анкеритового состава. Участками содержит обильную вкрапленность сульфидов – пирита, халькопирита, борнита. Содержание золота в сульфидизированных породах достигает 1,5-2,3 г/т (Иванов, 1997; Сазонов и др., 1993). Есть основания полагать, что какая-то часть золота из продуктов выветривания, отмеченных минерализованных пород, поступала в россыпи.

В юго-западной части площади (Мариинский и Бардымский узлы) в качестве рудовмещающих образований выступают углеродсодержащие метавулканогенно-метатерригенные отложения ордовика. Региональный фон для углеродсодержащих пород составляет по золоту 30 мг/т, серебру 160 мг/т (Золоев и др., 2001). Содержания золота резко возрастают (до 1-2 г/т) в зонах дислокационного метаморфизма, где проявили себя гидротермально-метасоматические процессы, представленные сериями кварцевых и сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков, серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами лиственит-березитовой формации.

В этих же рудно-метасоматических зонах локально проявили себя и золотопродуктивные метасоматиты аргиллизитовой формации, сопоставляемые по возрасту с формированием мезозойских химических кор выветривания (Баранников, Угрюмов, 2003). Аргиллизиты надежно установлены в зоне влияния крупного Шайтанского разлома (месторождение кварцитов «Гора Караульная»), будучи приуроченные к контакту пачки кварцитов среднего ордовика с углеродсодержащими слюдисто-кварцевыми сланцами. Внешняя зона аргиллизации представлена линейно ориентированными ореолами глинизированных и "пористых" кварцитов. Во внутренней части метасоматической колонки отмеченные породы, а также секущая их дайка пород кислого состава (Хомутовско-Гладовский граносенит-гранит-порфиновый комплекс $PZ_3 - MZ_1$ (?)), превращены в желтовато-белые глины. По данным рентгеноструктурного и электронномикроскопического анализа, в них значительно преобладает каолинит с кристалломорфными очертаниями пластин. В подчиненном количестве присутствует гидрослюда. В аргиллизитах наблюдается неравномерная гнездовая и прожилковая вкрапленность сульфидов, представленных мелкозернистым пиритом кубической формы, пирротинном, халькопиритом, борнитом, галенитом, блеклой рудой, встречаются и микроскопические включения свободного самородного золота размерами до 40 мкм.

Россыпеобразующий потенциал отмеченных образований низкий. В пределах этой части депрессии известны лишь единичные, разобщенные в пространстве россыпи четвертичного возраста, наиболее продуктивными из которых являются объекты по р. Бол. Бардым. Существуют перспективы по характеризуемой площади и на выявление погребенных россыпей неогенового возраста. Золотоносные аллювиальные отложения наурзумской свиты (N_1^{1-2}) установлены в карстовых зонах Билимбаевского района (Стороженко, 1971). Вблизи титаномагнетитовых месторождений в отложениях красноцветной пролювиально-делювиальной толщи (N_1^{2-3}) известны россыпи валунчатых мартитизированных титаномагнетитовых руд (Пахотный рудник). С проявлениями редкометалльной минерализации, пространственно и генетически связанной с альбит-карбонат-кварцевыми метасоматитами в гранитоидах Хомутовско-Гладовского комплекса, могут быть связаны элювиально-делювиальные россыпи циркона, ксенотима и монацита. Эти минералы нередко присутствуют в четвертичном аллювии.

Литература

1. Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала. // Литосфера. – М., 2003, №1. – С. 13-26.
2. Золоев К.К., Волченко Ю.А. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. – Екатеринбург, 2001. – 197 с.

3. Стороженко Л.Е. Геоморфологические условия пространственного размещения россыпей Урала. // Материалы по геоморфологии Урала. – М.: Недра, 1971. в.2. – С. 126-130.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ ЗОНЫ МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «КАМЕННЫЙ ПЛЕС» (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Ляховский

Научный руководитель старший преподаватель В.В. Каламыйцев
Южно-Российский государственный технический университет, г. Новочеркасск, Россия

Участок Каменный Плес находится в западной части Александринского рудного района, расположенного в южной части Учалинско-Александринской минерагенической меднорудной зоны.

В строении участка выделяется два структурных этажа: нижний – уралит, и верхний – чехол осадочных пород. Нижний структурный этаж представлен сложнодислоцированными палеозойскими образованиями, среди которых преобладают девонские вулканиты. Образования верхнего структурного этажа (первые метры, реже до первых десятков метров) представлены практически исключительно плиоцен-четвертичными породами, в составе которых преобладают глины.

Стратиграфический уровень рудопроявления является верхним в каралмашской свите. Вулканическая постройка в верхней части, к которой приурочено рудопроявление Каменный Плес, имеет двухъярусное строение: нижняя толща кислых вулканитов перекрыта промежуточными базальтами, а те, в свою очередь, перекрыты верхними кислыми вулканитами, вмещающими рудопроявление /Масленников, 1999/. Рудные тела имеют форму плоских линз мощностью до 16,9 м, в среднем 3 м, западное падение от 30 до 60 градусов. Наиболее крупные две: юго-восточная и северо-западная. Оруденение приурочено к среднеобломочным породам кислого состава, реже к эффузивным кислым породам, представлено вкрапленностью сульфидов различной интенсивности.

Генетическая модель рудной формации Учалино-Александринской зоны (Тессалина, Масленников, Сурин, 1998) описывает закономерности размещения колчеданного оруденения, установленные в ходе длительного изучения геологии и металлогении региона. На участке выявлены поисковые признаки:

- наличие большого объема кислых вулканитов в составе продуктивной среднедевонской формации;
- признаки расчлененности палеорельефа продуктивных толщ, выражающиеся в присутствии в разрезе кластогенных образований;
- наличие ореолов “спилитизации”, пропилитизации и зон околорудного метасоматоза;
- наличие проницаемых зон, фиксирующихся разрывными нарушениями и сопровождающихся полями субвулканических тел, ореолами метасоматитов и прожилково-вкрапленным оруденением;
- наличие проявлений и пунктов колчеданной минерализации;
- наличие геохимических признаков колчеданного оруденения, которые заключаются в широком распространении полиэлементных ореолов накопления халькофильных элементов в разрезе рудовмещающей толщи, наличии ореолов выноса рудных элементов из удаленных фланговых и глубокозалегающих (подрудных) зон;
- наличие геофизических признаков.

Целью исследований явилось изучение геохимического поля данного участка и выявление рудоконтролирующего горизонта по данным геохимического опробования восьми поисковых скважин по совокупности химических элементов. В разрезе проанализировано распределение Cu, Zn, Pb, Ba, Co, Ni, As, Ga, Ag, Cd, Mo, Ge, Sb, Bi, а также литологического и петрографического состава общим объемом 436 проб.

Методика исследований включала факторный анализ компонентов привязанных геолого-геохимических данных, а также построение графиков распределения химических элементов в координатах факторов и их факторные метки (табл.).

По результатам факторного анализа выделяется 2 основных фактора. Первый фактор, ведущий, имеет вклад в общую дисперсию 9,76%, с ним обратно связаны Zn, Pb и в меньшей степени Cu. Этот фактор характеризует нагрузку цинковыми минералами. Минимум значения фактора маркирует максимальное проявление свинцово-цинковой минерализации.

Второй фактор учитывает 8,6% общей дисперсии. С ним положительно связаны Cu, Bi, обратная зависимость с Cd, Sb. Данный фактор характеризует распространение медной минерализации.

Учитывая то, что рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты в целом в данном районе характеризуются повышенными содержаниями и устойчивой ассоциацией в них рудных элементов, автором были построены графики изменения факторных меток проб, а также рудных элементов на глубину по отдельным скважинам. При сравнении результатов с геологическим разрезом получилось, что максимумы распределения рудных элементов наблюдались как в рудоконтролирующих слоях, так и в прочих горизонтах. Анализ изменчивости в исследуемых скважинах факторных меток показал, что различным разновидностям пород соответствуют широкие диапазоны изменения факторных нагрузок.

Таблица

Факторные метки признаков

Признаки	Фактор 1	Фактор 2	Признаки	Фактор 1	Фактор 2
Cu	-0,17	0,50	Ag	-0,046	-0,049
Zn	-0,577	0,004	Cd	0,114	-0,534
Pb	-0,578	0,048	Mo	0,115	0,112
Ba	-0,057	0,008	Ge	0,009	0,030
Co	0,005	-0,007	Sb	-0,033	-0,536

Ni	0,002	-0,003	Bi	0,096	0,359
As	-0,083	0,071	Порода	0,025	-0,046
Ga	0,056	0,207			

Таким образом, можно подтвердить сделанные ранее выводы об отсутствии на рудопроявлении Каменный Плес достаточно мощных рудовмещающих горизонтов, и о невозможности обнаружения на участке крупных рудных тел. Мелкие колчеданные тела могут быть встречены на различных стратиграфических уровнях верхней толщи карамалташской свиты. В разрезе рудной зоны отсутствуют ярко выраженные, благоприятные для колчеданного оруденения горизонты, которые можно выделить по геохимическим критериям.

Литература

1. Масленников В. В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. - Миасс, 1999. – 255 с.
2. Тессалина С.Г., Масленников В. В., Сурин Т. Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение. – Миасс, 1998.

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМО-ЭДС ПИРИТОВ И АРСЕНОПИРИТОВ БАДРАНСКОГО ЗОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Д.Ю. Павленко, А.А. Губер

Научный руководитель заведующий лабораторией А.Я. Пшеничкин
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Золоторудное месторождение Бадран расположено на левом берегу р. Индигирки, в 134 км к западу от пос. Усть-Нера (Якутия). Это наиболее крупное месторождение в Верхне-Индигирском районе (Неустроев, 2003). Месторождение локализовано в надвиговой зоне (Бадран-Эгеляхский взбросо-сдвиг), имеющей северо-западное простирание и северо-восточное падение под углом 10-45°. Мощность зоны изменяется от 0.6 до 16 м. Контакты чёткие, сопровождаются тектонической глиной трения. Амплитуда перемещения зоны 600-1300 м. Минерализованная надвиговая зона прослежена поверхностными горными выработками по простиранию на 5,6 км подземными горными выработками до глубины 360 м. скважинами до 1200 м.

Бадранское рудное поле сложено терригенными песчано-сланцевыми породами верхнего триаса. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и кварц-карбонатными прожилками, с ксенолитами вмещающих пород. Жилы сопровождаются слабо сульфидизированными окварцованными милонитами.

Золотое оруденение представлено мало сульфидной золото-кварцевой формацией. Распределение золота носит столбовой характер. Рудные столбы приурочены к мощным кварцевым жилам. Количество рудных минералов не превышает 1%. Среди них преобладает пирит, арсенопирит, в значительно меньших количествах присутствуют галенит, сфалерит, тетраэдрит, ещё реже встречаются халькопирит, антимонит, бурнонит. Среднее содержание золота в рудных телах колеблется от 5-15 г/т и до 50 г/т. На 50-55% золото свободное самородное и связано с кварцем. Остальное золото находится в пирите и арсенопирите в виде тонкодисперсных включений.

Для выявления возможной зональности рудных тел Бадранского месторождения была изучена термо-электродвижущая сила (термо-эДС) пиритов и арсенопиритов из разных минеральных ассоциаций, отобранных с разных горизонтов месторождения. Изучение термо-эДС производилось в лаборатории геологии золота ИГНД ТПУ на установке, изготовленной в лаборатории. Установка смонтирована на бинокулярном микроскопе, на которой можно измерять термо-эДС минералов размером зёрен от 1 см до 0.1-0.2 мм. Изучалась фракция пирита и арсенопирита размером 0.25-0.5 мм. Измерение термо-эДС производилось как на кристаллах разного габитуса, так и на обломках кристаллов. В каждой пробе производилось не мене 21-36 замеров термо-эДС для пирита и 20-25 - для арсенопирита.

Ранее работами А.Я. Пшеничкина (1977, 2003) и других исследователей, было установлено, что термо-эДС закономерно изменяется от пирита с электронным типом проводимости из ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций и прикорневых частей рудных тел, к пиритам с электронно-дырочной проводимостью из среднетемпературных минеральных ассоциаций и средних частей рудных тел, к пиритам с дырочной проводимостью из низкотемпературных минеральных ассоциаций и верхних частей рудных тел.

Проведённые исследования термо-эДС пирита и арсенопирита показали следующее.

1. Пириты имеют только дырочный тип проводимости, арсенопириты - только электронный.
2. Характерен незначительный разброс значений термо-эДС пиритов из разных минеральных ассоциаций (35-58 мВ) и их средних значений для разных горизонтов (41-48 мВ).
3. Намечается волнообразное уменьшение средних значений термо-эДС пирита из кварца и увеличение - для пиритов из окварцованных милонитов и милонитов (рис. 1).

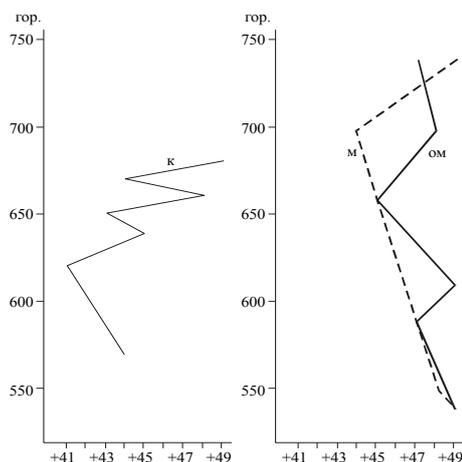


Рис.1 Характер изменения термо-эдс (мв) пиритов из кварца (К), милонитов (М) и окварцованных милонитов (ОМ) с глубиной рудных тел

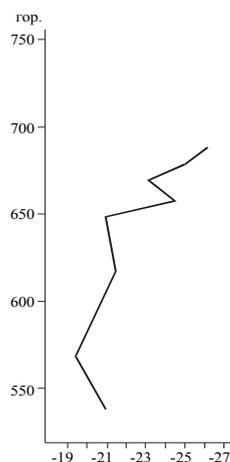


Рис.2 Характер изменения термо-эдс (мв) арсенипиритов с глубиной рудных тел

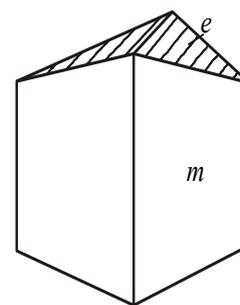


Рис.3 Кристалл арсенипирита e (okl) – ромбическая призма 1-го рода m (hkl) – ромбическая призма 3-го рода

4. Для арсенипирита (как и для пирита) характерен незначительный разброс значений термо-эдс в пределах 11-32 мв, при средних значениях 20-26 мв для разных минеральных ассоциаций и горизонтов, и волнообразное уменьшение значений термо-эдс с глубиной (рис. 2).

5. Изучение термо-эдс кристаллов пирита кубического и пентагондодекаэдрического габитусов одной и той же пробы показало, что в одних случаях термо-эдс больше на кристаллах кубического габитуса, в других пробах - пентагондодекаэдрического.

6. При измерении термо-эдс одних и тех же кристаллов арсенипирита в разных кристаллографических направлениях нами впервые установлено, что на гранях (hk0) - ромбическая призма 3-го рода - термо-эдс всегда на 3-7 мв больше, чем на гранях (0kl) - ромбическая призма 1-го рода (рис. 3).

Таким образом, основываясь на том, что пириты Бадранского месторождения имеют только дырочный тип проводимости и незначительный разброс значений термо-эдс, можно предположить, что формирование месторождения происходило в спокойной обстановке (незначительный разброс термо-эдс), что месторождение формировалось в среднем — низкотемпературных условиях и месторождение имеет незначительный эрозионный срез (только дырочный тип проводимости). Поэтому можно считать, что Бадранское золоторудное месторождение перспективно на глубину.

Литература

1. Неустроев Р.Г. Условия локализации рудных столбов месторождения Бадран (Якутия). // Известия вузов. Геология и разведка. – М., 2003. – №3. – С. 34-37.
2. Пшеничкин А.Я. Об изменении термо-эдс кристаллов пирита в разных кристаллографических направлениях. // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: Мат. Всеросс. научн-техн. конференции. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 245-246.
3. Пшеничкин А.Я. Термоэлектрические свойства пиритов некоторых золоторудных месторождений различных типов. // Известия ТПИ. – Томск, 1977. – т.242. – С. 74-78.
4. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф. Об анизотропии термо-эдс пирита в разных кристаллографических направлениях. // Геология и полезные ископаемые Сибири. – Томск: ТГУ, 1974. – т.3. – С. 18-20.
5. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В. Особенности кристалломорфологии и термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений различных типов. // Известия ТПИ. – Томск, 1976. – т.260. – С. 39-48.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕОРИФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Р.В. Рузаев

Научный руководитель профессор А.К. Мазуров
Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Вторая половина XX века характеризуется ускоренным развитием всех областей науки и техники. Особое значение при этом приобретают естественные науки, в том числе геология и ее составная часть металлогения, призванные решать практические задачи, связанные с полным и своевременным обеспечением государства всеми видами минерального сырья. На примере металлогении, синтезированной из большого числа геологических наук, отчетливо видно, как учение о закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре постепенно становится источником экономического прогресса, позволяет с подлинно научных позиций осуществлять прогноз полезных ископаемых и планировать направление поисковых работ.

Континентальные рифтовые зоны являются эпиплатформенными образованиями, развивающимися на складчатом основании различного возраста, причем в большинстве случаев отмечается значительный разрыв во времени между возрастом предшествующей складчатости и началом рифтогенеза (Грачев, 1977).

Рифтогенез Центрального Казахстана проявлен в образовании Жайылма-Талкудукской и Успенской рифтогенных структур, развитых на континентальной коре и установленных для верхнедевонского времени (фаменский век). В верхнем девоне они развиваются в субплатформенных условиях на каледонской континентальной коре, наследуя ослабленные зоны фундамента, и связаны с активизацией глубинных разломов и тектоно-магматическими процессами как на стадии заложения, так и в процессе осадконакопления. В геофизических полях структуры выражены положительными гравитационными аномалиями. Их металлогению в рамках Атасуйского металлогенического комплекса представляют Жайылминская и Успенская металлогенические зоны.

Жайылма-Талкудукская металлогеническая зона характеризуется месторождениями Атасуйского металлогенического комплекса. По относительно высокой степени изученности, масштабности месторождений всех промышленных типов Атасуйского комплекса (железо, марганец, свинец, цинк, барит), особенностям состава и строения рудовмещающих пород и ряду других характеристик Жайылминский металлогенический тип принят в качестве эталонного. С Жайылминским металлогеническим типом связаны крупные промышленные месторождения свинца, цинка и барита (Жайрем, Ушкатын I, II, Бестюбе), железа и марганца (Каражал, Кеньтюбе, Ушкатын III), расположенные в Жайылма-Талкудукском и Успенском рифтах. В этих рифтовых структурах размещение месторождений Жайылминского типа контролирует верхнедевонская вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатная формация с различным количеством углеродистого вещества, терригенного материала и вулканитов контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формации (Мазуров, 2003).

Успенская рифтовая зона во время своего активного периода с девона до перми, примерно за 110 млн. лет, в структурах каледонского орогена проявилась первоначально в форме трога, затем структурно-фациальной зоны, поясов вулканизма, складчатости, расщепления, интрузивного магматизма, вместе образовавших субширотную структурную зону от Атасуйского района на западе до Каркаралинского на востоке. Успенская зона параллельна проходящим севернее Тектурмасской, Спасской зонам и полосе грабенов (Караганда и др.), в совокупности создающих крупную систему последовательно развивавшихся разновозрастных структур субширотно-северо-восточного простирания континентального масштаба. Как предполагают многие исследователи, структуры протягиваются еще далеко на запад, в пределы Северного Приаралья, обрезаая с юга горы Улугау, и на северо-восток, где сопрягаются с алтайскими структурами, разграничивая блоки с разным геологическим развитием.

Превращение Успенской рифтовой зоны в металлогеническую, протяженностью 450 км и шириной 60-80 км, происходило одновременно с этапами развития, а завершение было связано с окончательной консолидацией мобильной структуры в перми. В то же время, месторождения отдельных металлогенических типов завершали свое становление раньше, на различных этапах развития всей рифтовой зоны, в интервале времени от верхнего девона до перми (Геология..., 1968).

Для Успенской металлогенической зоны характерно эпизодическое проявление магматизма. Главным образом, он выражен в широком распространении вулканитов (оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты) и субвулканических и малых интрузий пестрого состава (габбро-монциты, габбро-долериты, долериты, сиенодиориты, диоритовые порфириды). Завершает формирование рифта щелочной магматизм (щелочно-базальтовый, пироксенитовый, габброидный, сиенитовый), развитый в осевых частях зоны, либо в трансформных разломах, ориентированных под углом к простиранию рифтогенных структур (Мазуров, 2002).

Формирование зоны происходило в верхнедевонскую эпоху железо-марганцевого и барито-полиметаллического оруденения атасуйского типа (вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического), поэтому Успенская металлогеническая зона содержит месторождения атасуйского типа. Положение месторождений Атасуйского комплекса в структурах Успенской зоны рассматривается многими исследователями в связи с зонами разлома, смятия, к которым тяготеют крупные промышленные месторождения барита, железа, марганца, свинца и цинка.

Совместное нахождение железных и марганцевых руд в данном регионе является металлогенической особенностью, что в природе встречается крайне редко. Железное оруденение приурочено к двум структурным ярусам, отмеченным перекрещивающейся складчатостью двух планов – каледонской и герцинской. В области каледонид в регионе существует две структурно-фациальные зоны, протяженность каждой из них составляет десятки километров. Для обеих зон характерна ассоциация железного оруденения с кремнистыми породами и основными эффузивами. Герцинское оруденение отличается значительным разнообразием и представлено как железными, так и марганцевыми рудами. Однако наиболее широко развиты в Успенской зоне железо-марганцевые месторождения атасуйского типа, связанные с осадочными отложениями фамена. Характеристика этих месторождений затрагивается в известной мере при рассмотрении полиметаллического оруденения, поскольку на большинстве из них имеются промышленные свинцово-цинковые руды.

Железо-марганцевая минерализация на протяжении Успенской зоны распределена неравномерно при удивительном постоянстве стратиграфического, структурного и литологического контроля руд. Наиболее интенсивно она проявлена в структурах, развившихся на сочленении разломов разных направлений (Геология..., 1967).

Полиметаллические и медные руды Успенской зоны зачастую образуют с железо-марганцевыми и баритовыми комплексные месторождения. Примером вулканогенно-осадочных месторождений с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением служат Жайрем, Бестюбе и группа месторождений Ушкатын. К гидротермально-метасоматическим кварц-баритовым месторождениям отнесены: Успенское, Алабуга, Кайракты и Карагайлы. Из них Карагайлы и Кайракты являются полиметаллическими, Алабуга – существенно свинцовым, Успенское – медным. Представителем жильных кварцево-баритовых месторождений является Кужал. От гидротермально-метасоматических это месторождение отличается морфологией рудных тел и полиметаллическим характером минерализации.

С юга к Успенской зоне примыкают близкие по своей металлогении Уралбайская, Акжальская (Акжал-Аксоранская) и Акбастауская металлогенические зоны успенского типа (особенно две последние) с оруденением атасуйского типа. Подобных мелких фаменских трогов с оруденением атасуйского типа в Центральном Казахстане имеется еще несколько. В частности, к ним можно отнести зоны Батыстау-Кеньшоки, Кыземчикскую, Беркаринскую и другие. Значит, речь идет о достаточно широком развитии рифтовых зон типа Успенской, сопровождаемых рудами атасуйского типа и, вероятно, фаменского (или фамен-турнейского) возраста. Соответственно при их изучении и разведке месторождений должны быть учтены и те особенности, которые свойственны атасуйским месторождениям.

Принадлежность Успенской рифтовой зоны к зонам полного цикла развития на каледонской коре предопределила не только ее металлогенический фемическо-салический профиль, но и известную недоразвитость металлогении начальных этапов (принцип ступенчатого развития земной коры). Она проявилась в практическом отсутствии оруденения платиноидов, хрома, никеля, ванадия, в то время как железо уже тесно ассоциировалось с последующим полиметаллическим оруденением.

Обобщая рассмотренные данные по Успенской металлогенической зоне, можно сказать, что оруденение атасуйского типа в основном определяет ее металлогеническое «лицо». Или говоря иными словами, Успенская зона перспективна на нахождение новых месторождений Атасуйского металлогенического комплекса.

Таким образом, рассмотрена металлогения палеорифтов Центрального Казахстана - структур, имеющих важное значение для образования земной коры, развития магматизма, формирования и распределения эндогенных месторождений. Здесь сосредоточены основные ресурсы эндогенного минерального сырья Центрального Казахстана. Следовательно, структуры, подобные Успенской зоне, концентрируют в себе главные эндогенные месторождения и оруденение сидеро-, халько- и литофильного профиля Центрального Казахстана.

Литература

1. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. / Под ред. Р.А. Борукаева, Г.Н. Щербы. – Алма-Ата: Наука, 1967. – т.2. – 304 с.
2. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. / Под ред. Р.А. Борукаева, Г.Н. Щербы. – Алма-Ата: Наука, 1967. – т.3. – 62 с.
3. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. / Под ред. Ш.Е. Есенова, Г.Н. Щербы. – Алма-Ата: Наука, 1968. – т.6. – 180 с.
4. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – Л.: Недра, 1977. – 247 с.
5. Мазуров А.К. Металлогенические комплексы континентальных палеорифтов Казахстана и их перспективная оценка. // Руды и металлы. – М., 2003. - в. 5-6. – С. 5-11.
6. Мазуров А.К. Металлогения океанических и континентальных палеорифтов Казахстана. // Изв. Томского политехнического ун-та. – Томск, 2002. – т.305. – в.6. – С. 76-89.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КРАСНОЦВЕТНЫХ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Р.Б. Сайдалиходжаев

Научный руководитель доцент М.А. Мирусманов

Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан

Одним из актуальных направлений исследования в геологии на сегодняшний день является изучение и выявление нетрадиционных типов месторождений, в том числе золоторудных. Тем более что уменьшение запасов богатых руд в разрабатываемых месторождениях палеозоя и появление современных прогрессивных технологий имеет своим следствием расширение работ по поискам и освоению разнообразных месторождений со сравнительно бедными рудами, но больших по запасам и удобных для отработки.

Мезозойские отложения Южного Узбекистана занимающие около 90% его территории, издавна интересуют геологов, где в районах развития нижнемеловых пород в шлихах была установлена повышенная золотоносность (Абдурахманов, 2003; Журавлева, 1986; Константинов, 1988; Магаровский, 1974).

Работами многих исследователей подтверждено наличие благороднометалльного оруденения нетрадиционного типа в формациях мезо-кайнозоя и утверждается его превалярующая, стержневая роль в комплексной оценке металлогенического потенциала Южного Узбекистана. Также установлены содержания золота в верхнеюрских гипсах гаурдакской свиты, где наблюдается частое мелкое переслаивание гипсов с прослоями известняков. Кроме золота, в этой зоне установлены: мышьяк, серебро, медь, свинец, цинк, молибден, хром и др. Главным типом изменений является перекристаллизация пород, иногда отмечаются лимонитизация, анкеритизация, омарганцование, оплакивание.

Из рудных минералов установлены: пирит, халькопирит, ковеллин, лимонит, малахит и азурит. На площади основной интерес представляет золотая минерализация, аналогов, которой в настоящее время в СНГ не имеется.

В геологическом строении рассматриваемой площади принимают участие исключительно осадочные породы, представленные образованиями триасовой, юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и антропогеновой систем.

Наиболее высокие содержания золота пространственно тяготеют к зоне дробления расланцевания северо-восточного простирания, где наблюдается частое, мелкое переслаивание гипсов с прослоями известняков, глинистых известняков концентрически-зонального строения, мощностью 1-5см, имеют полосчатое строение буровато-серого цвета, в гипсах желтые побежалости, возможно серые.

На площадях исследований выделены зоны минерализации Гаурдакской, Карабильской, Альмурадской, Кызылташской, Окузбулакской и низах Калигрекской.

Содержание золота в этих свитах преимущественно 0,05-0,09-0,1-0,2 г/т реже 0,3-0,5г/т очень редко до 1,5-1,7 г/т.

Установлен четкий литологический контроль оруденения: свинцовая минерализация преимущественно тяготеет к маломощным (1-3 м) горизонтам оолитовых известняков, известнякам песчанистым. Медно-серебряное оруденение к темно-серым, черным углеродистым глинам, ракушнякам, песчаникам и переслаивающим частям гипсов с песчаниками, гипсам, повсеместно находится гипсометрически ниже полиметаллов.

Золотое оруденение преимущественно тяготеет к терригенной части разреза: песчаники известковистые, песчаники с прослоями глин, частое переслаивание гипсов глин, алевролитов, песчаников.

Кроме золота в этих зонах установлены спектральным и химическим анализом нижеследующие элементы: As, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr, CaF₂.

Главным типом изменений является перекристаллизация пород (в особенности карбонатов) обычно составляющая 10-15%, реже до 40% и 70% прожилковая кальцитизация. В прожилках белого крупнозернистого кальцита иногда отмечаются гнезда доломита, участками наряду с лимонитизацией отмечается анкеритизация, местами породы омарганцованы, слабо оплавлены.

Из рудных минералов установлены: пирит, халькопирит, ковеллин и лимонит, из вторичных медных минералов малахит, азурит.

Отмечена также полиметаллическая ассоциация – галенит, сфалерит, пирит, частично окисленный, марказит, вкрапленность разобренных зерен, иногда небольшие гнезда и прожилки. Вторичные минералы в виде налетов, тонких примазок.

По результатам исследований по объектам золотой минерализации в мезозойских отложениях можно сделать следующие выводы:

- золотое оруденение преимущественно тяготеет к терригенной части разреза и к периферическим частям кольцевых брахисинформных и брахиантиформных структур, осложненных внутрiformационными, межформационными нарушениями сбросо-взбросового характера меридионального и северо-восточного простирания;

- наиболее благоприятными разрывными структурами для локализации золотой минерализации являются трещины СВ и широтного простирания. При изменении азимута падения пород с СВ на СЗ интенсивность золотой минерализации заметно уменьшается;

- основными видами окolorудных изменений являются лимонитизация, кальцитизация, огипсование и доломитизация которые несут основные эпигенетические рудные минералы;

- обнаружены и изучены два морфогенетических минеральных типа золота: высокопробное золото с неоднородной внутренней структурой, более крупное до 0,1-0,5мм; низкопробное медистое золото (электрум) в ассоциации с гипсом, пиритом, халькопиритом, аргентитом и цинксодеждающей самородной медью.

Изучение золотоносности красноцветных нижнемеловых отложений было проведено на участках Хантахта и Кок-Булак. На этих участках отмечаются несколько благоприятных позиций. Мощность благоприятных зон от 1-3 до 100 м и более. Содержание золота по данным анализов колеблется от 0,1 до 0,3 г/т, редко до 1-2 г/т. Установлен четкий литологический контроль оруденения. Золотое оруденение преимущественно тяготеет к терригенной части разреза (песчаники с прослоями глин; частое переслаивание гипсов, глин алевролитов, аргиллитов, песчаников). Золото по размеру попадает исключительно в мелкие классы (I, II, III, от менее 0,05 до 0,2-1 мм).

Самородное золото при минераграфических исследованиях обнаруживается с очень большим трудом и только при больших (400^x) увеличениях микроскопа. В большинстве шлифов обнаружены пылевидные (0,01мм) и более мелкие золотины, но при таких размерах их диагностику нельзя считать вполне уверенной. Для их подтверждения были применены микронзондовые исследования. Качественные и количественные исследования на микроанализаторе показали, что самородное золото на площади четко разделяется на два типа.

Первый тип это весьма высокопробное золото с пробностью около 950 и выше, имеющий несколько неоднородную внутреннюю структуру. Так, результаты исследований золота показывают, что золотины имеют агрегатное микрозернистое строение, внутренние части этих золотинов сложены весьма высокопробным (от 950 до 995) золотом, а краевые части сложены золотом меньшей пробности (от 880 до 945). Они часто имеют более крупные размеры и комковидные формы, обычно неокатанные или слабоокатанные, чаще свободные от сростков с другими минералами. Микронзондовый анализ золотин, показал содержание Au 55,45-61,84%; Ag 8,20-9,18%; Cu 28,54-29,46%, пробность золота от 595 до 620. Растровые картины распределения элементов показывают довольно равномерное распределение компонентов в электруме.

Главными генетическими типоморфными признаками второго типа золота являются:

- мелкие размеры золотинов («тонкодисперсные» - <0,01мм, «пылевидные» - 0,01-0,05мм и «очень мелкие» - 0,05-0,1мм);

- преимущественные формы золотинов в виде дендритов, пластин, интерстициальных выделений, с редкой и малой окатанностью;

- ассоциация с эпигенетическими минералами такими, как прожилковый гипс, новообразованный доломит, кальцит, целестин, пирит, арсенопирит, аргентит;

- пробность золотинов (от 595 до 620), соответствующая медистому электруму, при однородном внутреннем строении, без высокопробных каемок характерных для гипергенного золота.

Кроме электрума в этой ассоциации с гипсом встречаются единичные вкрапления пирита, халькопирита, аргентита и самородной меди.

По вещественному составу и окolorудным изменениям пород золотого оруденения в мезозойских отложениях Яккабагских гор относится к стратиформному полигенному (кластогенно-аутигенно-телетермальному) генетическому типу.

Литература

1. Абдурахманов А.А., Захидов А.Р. и др. «Условия размещения золотого оруденения в меловых отложениях Южного Узбекистана. // В сб. «Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ»: Труды международной научно-практической конференции. – Ташкент: Госкомгеология РУз ИМП, 2003.
2. Журавлева З.С. Колломорфно-фромбоидально-конкреционные формы палладий – содержащего золота в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. // Узб. Геол. журн. – Ташкент, 1986. – № 4.
3. Константинов М.М. Стратиформное золотое оруденение. «Сов. Геология», 1988. – №7.
4. Магаровский В.В. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и её горном обрамлении. // Литология и пол. иск. – Душанбе, 1974. – №6.

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КИРОВСКО-КВАРКЕНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

М.Р. Тагиева, А.А. Чистоходов
Научный руководитель доцент В.В. Дьяконов
Российский университет дружбы народов, г. Москва, Россия

Кировско-Кваркенский район расположен в западной части Восточно-Уральского поднятия вблизи границы его с Магнитогорским прогибом - главных структур Южного Урала. Контакт этих мегаструктур является глубинный разлом, представляющий собой систему субпараллельных складчато-сдвиговых структур. Шовной зоной между Восточно-Уральским поднятием и Магнитогорским прогибом служит Северо-Коскульский разлом, являющийся северным продолжением глубинного Джарлинско - Домбровского разлома, а на севере, в пределах Челябинской области, он известен как Уйско-Бриентская шовная зона. Восточная часть Магнитогорского прогиба рассматривается в качестве Восточно-Оренбургской СФЗ. В пределах западной части Восточно-Уральского поднятия с запада на восток выделяют: Новооренбургскую СФЗ (Солончанский горст), Кваркенская СФЗ (Кировский грабен), разделенные Западно-Кировским меридиональным разломом, и Суундукская СФЗ, отделенная от Кировского грабена Восточно-Кировским разломом.

Основной рудовмещающей структурой района является меридионально вытянутый Кировский грабен, в пределах которого широко развиты коры выветривания по осадочным породам каменноугольного возраста.

Разрез нижнекаменноугольных отложений начинается с толщи мраморизованных известняков. Выше залегают криптовулканические образования, представленные брекчиями вулканических пород смешанного состава, содержащих прослойки песчаников, углисто-глинистых сланцев. Мощность горизонта 40-80 м.

Грубообломочная толща перекрывается толщей состоящей из слоев зеленых глинистых сланцев, песчаников, черных углисто-глинистых сланцев по алевrolитам и пелитам. Для этих пород характерна пиритизация в количестве 1-3%. Совместно с пиритом присутствует арсенопирит, тонкие жилки кварца и слабое золотое оруденение (ореолы золота с содержанием 0,1-0,5 г/т). Суммарная мощность толщи 80-100 м. Выше черносланцевой нижней толщи залегают слои зеленых глинистых сланцев, окремненных известняков. В самом веру залегает «рудноносная толща», представленная глинисто-кремнисто-углистыми сланцами, алевритистыми песчаниками, зелеными глинистыми сланцами, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами. Эти породы находятся в тонком переслаивании, фациально быстро сменяют друг друга. Мощность отдельных слоев достигает 20-40 м, но чаще первые метры (Риндзюнская и др., 1995).

В пределах района было проведено геохимическое картирование с целью выяснения перспективности территории на обнаружение промышленной золоторудной минерализации. Общее количество точек опробования составило 1480. Аналитические данные были подвергнуты статистической обработке с применением кластерного и корреляционного анализов. Пробы отбирались из-под пахотного горизонта, для чего пробивались закопушки глубиной до 0,5-0,7 м. По ряду известных рудных объектов было проведено опробование керна скважин по всей глубине. Отобранный материал анализировался на 25 элементов спектральным и химическими методами. Анализ полученного фактического материала показал:

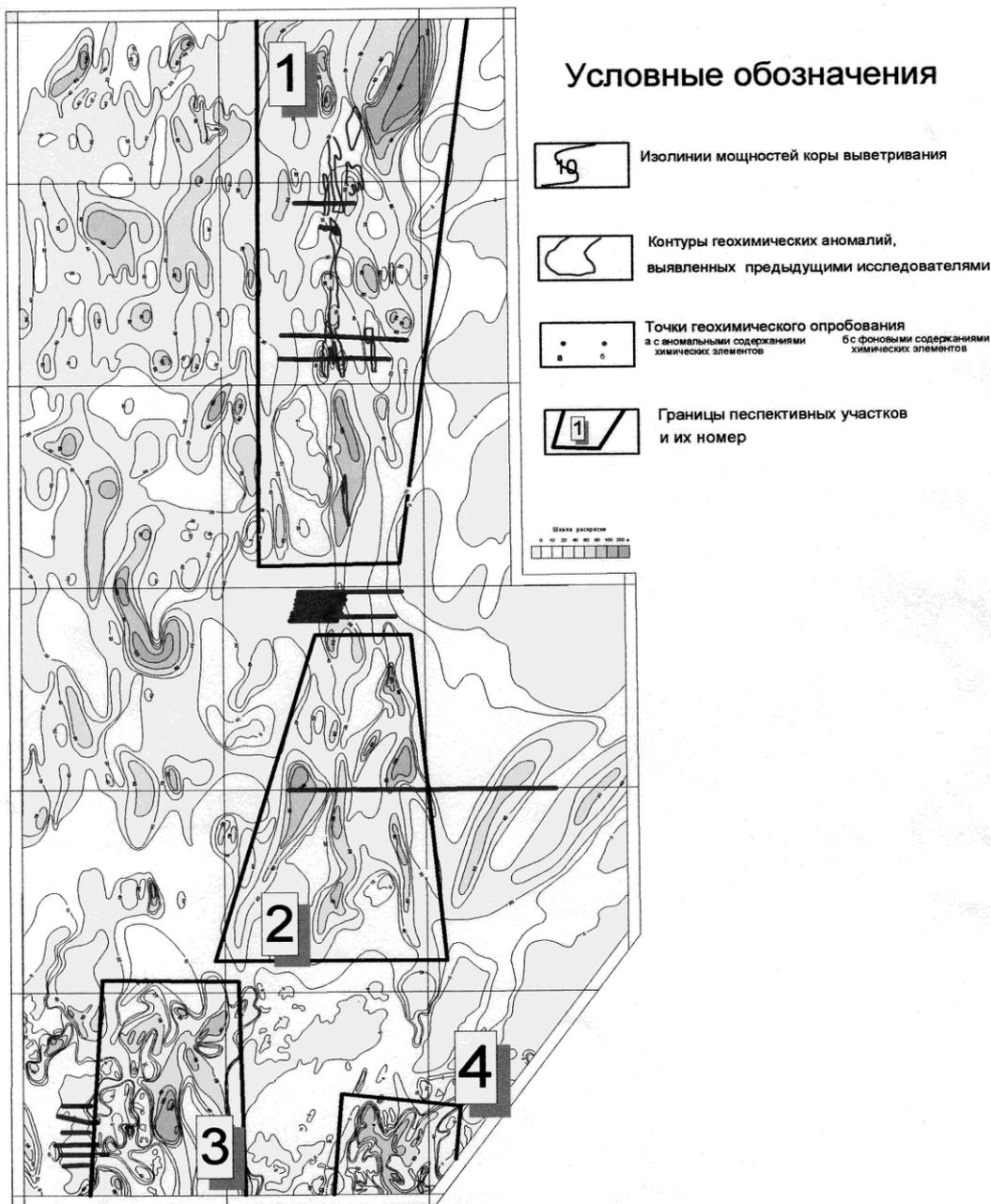


Рис.1. Карта мощностей коры выветривания с элементами прогноза

геохимическими ореолами. На поверхности над ними фиксируются четкие вторичные ореолы по рыхлым отложениям. Основные элементы индикаторы золота - I, Ag, Hg, Cu, V и т.д.

3. Для золоторудной минерализации фиксируется своеобразная вертикальная геохимическая зональность, с четко выделяемыми надрудной, собственно рудной и подрудной частями. Для надрудных зон характерны повышенные содержания следующих элементов: V, Sn, Zr, Ti, Ga. Для подрудной – фиксируются высокие содержания Ni, Co, Cr, Ge. Рудная минерализация сопровождается аномальными содержаниями Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, As, Sb, W, P, B, Hg. Выполненные аналитические работы по определению йода выявили, что высокие содержания йода приурочены к верхней части рудных тел и распространяются вверх по разрезу на высоту более 100 м с неослабевающей интенсивностью.

При дальнейшем анализе полученных данных были выделены Ti/Ni и Ti*V/Ni*Co отношения, как отношения позволяющие установить уровень эрозийного среза месторождения и выделить четко надрудный, подрудный и рудный ореолы.

4. По поверхности рудная минерализация сопровождается хорошо выраженными вторичными ореолами, состоящими из комплекса ряда элементов. Глубоко залегающие зоны минерализации не сопровождаются контрастными вторичными ореолами элементов, представленных в пределах рудных тел (Si, Pb, Zn и т.д.). В качестве основных элементов индикаторов для поисков слепых на поверхность рудных тел выступают: V, Sn, Zr, Ti, Ga, I (как надрудные элементы).

1
Для
отложен
ий кор
выветрив
ания
района
фоновое
содержан
ие золота
не
превыша
ет 1-5
мг/т, что
хорошо
согласуе
тся с
сущест
вующими
теоретич
ескими
представ
лениями.
(Иванов,
1997)
Выделен
ные
аномальн
ые зоны
оконтуре
ны по
содержан
ию 0,5
г/т.

2
Промыш
ленная
золотору
дная
минерал
изация
сопрово
ждается
по
вертикал
и хорошо
выражен
ными
первичн
ыми

На исследованной территории участки с максимальной (более 100 м) мощностью коры выветривания по каменноугольным отложениям, представляют собой вытянутые в северо-западном и северо-восточном направлении узкие мульды, средней протяженностью 2,5 км при ширине 0,6 км (рис.1). В сочетании с участками пониженных мощностей коры выветривания территория приобретает специфичный мозаичный облик. Известные месторождения, рудопроявления и геохимические аномалии проявляют устойчивую тенденцию пространственной приуроченности к узким зонам, разделяющим мульды. Рассматривая участки с пониженными мощностями отложений коры выветривания их можно ассоциировать с «антиклинальными складками». Проведя для них осевые линии, нетрудно заметить, что их направление соответствует простиранию мульд. Но, что, несомненно, заслуживает внимания так это приуроченность месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий к узлам сопряжения разнонаправленных «осей» в пределах, разделяющих мульды «гребней».

В пределах мульд по данным поискового бурения, проведенного ФГУП «Оренбурггеоресурс», содержание золота не превышает фоновых значений для среднестатистической коры выветривания. Можно отметить, что некоторое увеличение до 1-го г/т отмечается для глубин порядка 40 м. Скорее всего, это увеличение приурочено к границе соприкосновения древней коры (Pz) выветривания с гипергенными новообразованиями мезо-кайнозойского возраста. В пользу этого свидетельствуют данные анализа карты палеоландшафтов (ФГУП «Оренбурггеоресурс»). Сопоставляя ее с картой мощностей коры выветривания, четко выявляется пространственное совпадение останцов палеодолин мезозойского возраста с участками повышенных мощностей коры выветривания. Последние, по нашему мнению, вполне могут формироваться по зонам интенсивного карстообразования. И по этому эти участки должны быть проверены на предмет выявления залежей, перетолженных в карстовых воронках (типа Куранаха). Для этого необходимо пройти скважины глубиной более 100 м. В настоящее время поисковое бурение не проводится глубже 40-60 м, что обусловлено сиюминутными экономическими требованиями.

Таким образом, появляется возможность прогнозирования. Наиболее перспективными являются блоки, в пределах которых колебания мощностей коры выветривания наиболее контрастно. В пределах блоков потенциально рудоносными являются зоны, представляющие собой перешейки между мульдами в местах пересечения разнонаправленных осей «антиклиналей». По результатам предварительного анализа нами рекомендованы четыре участка: первый участок включает в себя известные рудные поля месторождений Каменское, Кировское и Южно-Кировское; второй, третий и четвертый участки рекомендуются нами для дальнейшего изучения, в качестве весьма перспективных.

Литература

1. Риндзюнская Н.М. Берзон Р.О., Полякова Т.П., Матвеева ЕВ. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. – М.: ЦНИГРИ, 1995. – 128 с.
2. Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов. – М.: Изд-во «Экология», 1997. – т.5. – 575 с.
3. Полуянов В.И., Учкин А.Н., Елисеев СЮ. Отчет о результатах работ по оценке металлоносности кор выветривания в пределах Новооренбургско-Крыклинской зоны в 1988-92 гг., 1993. – 240 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УЕНКЕ БУЛАК

К.А. Глеулина

Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Месторождение Уенке-Булак относится к золото-серебряному кварцево-жильному малосульфидному типу, локализовано в пермских вулканах - андезитовые, андезито-базальтовые порфиристы, их лавобрекчии и туфы. Общая протяженность рудной зоны около 25 км. Рудные тела представляют собой минерализованные зоны брекчирования, жилообразные тела и линзы, которые сопровождаются многочисленными мелкими параллельными жилами и прожилками. Оруденению предшествовали пропилитизация и калишпатизация порфиров, образование серицитовых и каолининовых кварцитов и монокварцевых метасоматитов. Оруденение имеет столбовой или гнездовый характер; руды тонкозернистые и тонковкрапленные, до глубины 80 м подверглись окислению.

На месторождении выделено шесть минеральных ассоциаций в примерной последовательности их образования: 1) пропилитовая, 2) электрум-пирит-галенит-флюоритовая в гематитизированном пропилите, 3) монокварцевая, 4) золото-кварцевая в брекчиях, 5) акантит-галенитовая в кварц-флюоритовых и карбонат-кварцевых прожилках, 6) галенит-сфалерит-халькопиритовая в кварце. Серебро в разных количествах и формах отмечается в пяти минеральных ассоциациях. Во второй и четвертой серебро присутствует в виде электрума. Наиболее интересной и продуктивной является акантит-галенитовая минеральная ассоциация. Проведенный фазовый анализ на соединения серебра показал, что 90-95% серебра находится в сульфидном состоянии. Серебро самородное в рудах составляет 2 - 5%. В зоне окисления развиты галогениды серебра - 1,5 - 4,5%. Для галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации также характерны различные формы нахождения серебра, но в другом соотношении: серебро сульфидное – 30%, самородное – 20-23%, в окисленной части галогенидное – 25%, серебро сорбированное в окислах и гидроокислах железа. – 25%.

Серебро в рудах присутствует преимущественно в форме собственных минералов, которые сгруппированы в четыре класса: 1) самородные элементы - серебро и электрум, 2) простые сульфиды - акантит, штрмейерит, 3) сульфосоли – полибазит, 4) галогениды - кераргирит, иодаргирит, эмболит. Определение состава минералов выполнено на микрозонде JСХА-733.

Серебро самородное часто встречается в микротрещинках кварца, флюорита, галенита, церуссита, англезита, на стенках пор выщелачивания, в хлорите, лимонитовых, ярозит-лимонитовых агрегатах. Зерна самородного серебра 5 - 7 мкм, в единичных случаях 0,1 - 0,2 мм, преимущественно изометричной, реже дендритовидной и прожилковидной формы. Электрум I развивается в межзерновых пространствах тонкодисперсного пирита, часто в срастании с флюоритом. Размеры зерен электрума 4 - 5 мкм. Более крупные зерна электрума 35 - 40 мкм наблюдаются на контакте пирита с окислами железа. Зерна субкристаллической, изометричной, угловатой формы, с неровными краями светло-

желтого цвета. Электрум ранней ассоциации по данным электронного микронзонда имеет состав Ag – 41,45 и Au - 55,08. При пересчете по формуле пробность его составляет 572 и по классификации Н.В. Петровской попадает в класс весьма низкопробного (Петровская, 1973). Электрум II более поздней золото-кварцевой ассоциации связан с бело-молочным пористым кварцем в брекчиях. Состав электрума II Ag - 26,87 и Au - 73,07. Пробность составляет 731 и относится в класс относительно низкопробного. Размеры зерен в основном 10-15 мкм, крайне редко видимые – 0,5 см. Электрум III (гипергенный?) образует сростки с кераргиритом. По отражательной способности электрум III содержит больше Au, чем Ag. Из-за малых размеров зерен (меньше 3 мкм) точно определить состав не удалось. Формы зерен округлые, комковидные. Таким образом, от ранней стадии к поздней, содержание Ag в электруме почти в два раза уменьшается, увеличивая пробность золота от 572 до 731.

Акантит-галенитовые сростки заполняют псевдо-интерстиции (0,01-0,1 мм, иногда 0,2-0,5 мм.) в более раннем кварце и пространственно связаны с карбонатными, кварц-флюоритовыми прожилками. Акантит также образует сростания со сфалеритом, каламином, развиваясь вокруг этих минералов. Наблюдается акантит и в сростках с гидроокислами железа.

При замещении халькопирита по краю зерен развиваются ковеллин и халькозин. В этих зонах были установлены микронные зерна штрмейерита и акантита. Состав штрмейерита по данным микронзонда: Ag - 45,46, Cu - 30,79, S - 22,47, Au - 0,37, Fe - 1,63. Б.Дж. Скинер (1966 г.) экспериментально доказал, что Cu_2S и Ag_2S обладают неограниченной смесимостью при температурах выше $94-117^0$ (в зависимости от количественных соотношений соединений). Однако это высокотемпературная фаза не закаливается и при охлаждении распадается с образованием ковеллина, халькозина, ялпаита, штрмейерита и акантита (Парилов и др., 1975). На месторождении Уенке-Булак эта система примечательна тем, что акантит содержит примесь меди до 3,26% весовых, а ковеллин примесь серебра до 2,23% весовых и свинца – 8,49% весовых. *Полибазит* встречается значительно реже и образует тонкие сростки с акантитом и галенитом (был установлен при микронзондовом исследовании). Состав полибазита по данным микронзонда: Ag - 67,06, S - 17,24, Sb - 7,68, As - 1,85, Cu - 6,89.

Значительная часть минералов акантит-галенитовой ассоциации подверглась переработке в зоне окисления, образуя при этом гипергенные минералы серебра. *Галогениды серебра* встречаются в хлорит-кварцевых, флюорит-кварцевых, флюоритовых, ярозит-лимонитовых агрегатах. Их образования имеют неправильные и изометричные формы. Галогениды серебра представлены кераргиритом, иодаргиритом и эмболитом. Они образуют как совместные скопления, так и отмечаются раздельно. Чаще встречается кераргирит, который образует каемки вокруг акантита, либо полностью замещает его. В сростке с кераргиритом неоднократно отмечено трехмикронное золото. Размеры выделений кераргирита 40 - 60 мкм. Иодаргирит тоже довольно часто отмечен среди вторичных минералов свинца, но его размеры не превышают 20-25 мкм. Если кераргирит образует сплошную кайму по акантиту, т.о. иодаргирит развивается по центральной части зерна, образуя при этом мелкие «островки». Эмболит встречается гораздо реже и отмечается исключительно среди совместных скоплений вторичных минералов серебра и свинца.

Как элементно-примесная форма серебра имеет широкое распространение в пределах всего золоторудного поля. По данным электронного микроанализа проведенного на приборе Cameca SX50 галенит ранней электрум-пирит-галенит-флюоритовой ассоциации содержит серебра - 0,10 - 0,16 мас %.

Промышленно значимые концентрации связаны с акантит-галенитовой ассоциацией, так как галенит II является основным концентратором и носителем серебра. Это обусловлено тем, что параметры решетки акантита и галенита очень близки – явление эпитаксиального сростания. При окислении галенита образуются зоны акантита, англезита с церусситом, насыщенные сыпью микрообособлений серебра.

Отмечены структуры распада твердых растворов для систем Ag-Pb, Ag-Fe. Наличие таких структур дает основание предполагать, что появление серебра в данной системе сопровождалось значительным повышением температуры и резким ее понижением. В результате этого образовались графические структуры распада. Установлено, что для системы Ag-Pb, Ag-Fe гомогенный распад наступает при температуре $350 - 380^0C$ (Парилов и др., 1975).

Литература

1. Парилов Ю.С., Паталаха Г. Б., Беспаяв Х.А., Пронин А.П. и др. Геохимия серебра в сульфидных месторождениях Центрального Казахстана и Рудного Алтая. – Алма-Ата: Наука. 1975
2. Петровская Н.В. Самородное золото. – М.: Наука, 1973.

БИООКИСЛЕНИЕ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ РУД СЕРГЕЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Т.А. Углова, С.К. Малинкина, Л.М. Долгих

Научный руководитель М.З. Серебряная

Днепропетровский национальный университет, г. Днепропетровск, Украина

Биодеградация минералов и руд в большой степени зависит от минерального и химического состава, кристаллической структуры минералов, наличия примесей. Это особенно выражено в случае, когда идет речь о выщелачивании золота, так как оно может находиться как в золото-кварцевых жилах, так и образовывать промышленные концентрации, накапливаясь в сульфидах (пирите, халькопирите, арсенопирите). При этом сопутствующие минералы (карбонаты) могут существенно затруднять процесс микробного извлечения. В связи с этим разработка способов извлечения золота требует специальных подходов в зависимости от минерального типа руд, их химического состава, наличия токсических примесей и должна быть привязана к определенным, конкретным рудам и рудопроявлениям.

Золото входит во многие геохимические ассоциации, различные по качественному составу и количественному соотношению элементов. Ввиду того, что золото имеет родство к ряду химических элементов, способно образовывать комплексы с органическими и неорганическими лигандами, сорбироваться на определенных минералах, мы сталкиваемся с большим разнообразием вещественного типа руд. Проблема извлечения золота не может быть решена в

отрыве от исследования вещественного состава руд, так как наличие в золоторудных объектах труднообогатимых минералов, таких как сульфиды, требует разработки принципиально новых подходов.

Одним из них является бактериально-химический способ извлечения золота, который основан на разрушении (окислении) сульфидных минералов под действием автотрофных микроорганизмов с последующим растворением золота в неагрессивных и нетоксичных средах.

Основная задача первого этапа (окисление сульфидов) заключается в выборе активных сульфидооксилирующих штаммов микроорганизмов, подборе оптимальных физиологических параметров для выбранной культуры и ее адаптации к конкретным минеральным объектам, отработки технологических режимов процесса. Каждый из этих этапов имеет свои особенности в зависимости от свойств штаммов и минерального состава руд.

Бактериальное выщелачивание сульфидов может активно протекать только при благоприятных для жизнедеятельности бактерий условиях среды. Это три группы факторов:

а) физико-химические (рН среды, окислительно-восстановительный потенциал, температура, степень аэрации, концентрация кислорода и углекислого газа);

б) биологические (возраст культуры, концентрация бактерий, состав питательной среды, адаптация культуры к руде, ассоциация культур);

в) технологические (соотношение Т:Ж, крупность рудных частиц, характер аэрации и перемешивания, длительность процесса).

На активность процесса выщелачивания совокупно действуют все факторы, которые, в конечном счете, определяют скорость размножения культуры, скорость процессов окисления минерального субстрата. В зависимости от типа перерабатываемых руд может резко изменяться кислотность среды, в свою очередь, сильно влияющая на продолжительность лаг-фазы, скорость окисления сульфидов, уровень накопления биомассы.

Выщелачивание – это процесс, при котором микробные клетки вынуждены существовать в стрессовых условиях, испытывая воздействие минерального субстрата, особенно в плотных пульпах, возрастающих концентраций токсичных металлов (медь, никель, мышьяк), дефицита кислорода и т.д. Адаптированная культура (Modak J.M., Natarajan K.A., 1995) лучше осуществляет процесс выщелачивания, как сульфидных минералов, так и золотосодержащих сульфидных концентратов.

Предложено много вариантов способа извлечения золота из сульфидных руд, базирующихся на бактериальном вскрытии сульфидных минералов, что облегчает последующее растворение ассоциированного с сульфидами золота. Вскрытие сульфидов достигается обработкой руды железоокисляющими бактериями родов *Thiobacillus*, *Leptospirillum*, способными разрушать пирит и арсенопирит (Пат. № 5246486). После биоокисления последующее цианирование руды позволяет извлекать до 90% золота. Этап биоокисления можно комбинировать с флотацией (Пат. № 9714818), активизировать процесс введением торфо-щелочного реагента (Пат. № 1790229) или же водной вытяжки растительных остатков или древесных опилок (Пат. № 2059004). Использование только бактериального выщелачивания позволяет добиться 85 - 95% извлечения золота, однако, такой результат достигается за 60-90 суток, что делает этот процесс нерентабельным. Поэтому дальнейшие поиски эффективных способов привели к созданию бактериально-химических методов переработки золотосодержащих упорных руд. Все они основаны на одном принципе и осуществляются в два этапа:

- вскрытие сульфидных минералов, осуществляемое микроорганизмами;

- растворение ассоциированного с сульфидами золота химическими реагентами.

Исследования проводились на трех образцах руд Сергеевского месторождения объединенных в одну технологическую пробу. По своему минеральному составу это были метабазалты с кварц – карбонатными прожилками и сульфидной минерализацией. В таблице 1 приведен химический состав исследуемого образца.

Таблица 1

Химический состав технологической пробы Сергеевского месторождения

Содержание, %											Au, г/т
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	S _{общ.}	S _{сульфидн.}	S _{сульфатн.}	nnn	Σ	
39,00	10,78	3,80	10,06	7,88	4,97	3,10	2,90	0,20	2,0	81,59	2,5

Как видно из таблицы 1, до 50% состава пробы представлено силикатами и окислами алюминия; достаточно большое количество карбонатных минералов (до 13%) и не менее 5,5% сульфидов.

Исходя из данных таблицы 1, исследуемая технологическая проба должна быть отнесена к упорным сульфидным рудам с высокой карбонатизацией, которые сложно поддаются обогащению.

В качестве микроорганизмов нами использован штамм *Thiobacillus ferrooxidans* М-1, выделенный в лаборатории биогеотехнологии. Штамм М-1 в течение ряда пассажей адаптировался к технологической пробе. Культивирование осуществляли на среде К-9 без добавления сернокислого железа.

В случае использования неадаптированной культуры наличие карбонатных минералов в среде приводит к быстрому подщелачиванию среды уже в первые сутки культивирования и требует подкисления проб в течение 5-6 суток. В противном случае резко снижается Eh среды (ниже +400 mV), что приводит к торможению роста культуры и ее последующей гибели.

Адаптированная культура лучше размножалась на опытном образце, достигая необходимого уровня Eh (выше + 500 mV) через двое суток. Этап биоокисления руды осуществляли на среде К-9 с сульфатом железа и без него, в колбах емкостью 500 мл и рабочем объеме 100 мл, в соотношении твердой и жидкой фаз 1:10 и непрерывном встряхивании (150-180 об/мин). В таблице 2 представлены данные об изменении химического состава проб после биоокисления.

Таблица 2

Химический анализ руд, подвергшихся биоокислению *T. ferrooxidans* M-1

Характеристика пробы	Содержание форм серы, %			Содержание форм железа, %			Содержание Au, г/т
	S _{общ.}	S _{сульфидн.}	S _{сульфатн.}	Fe _{общ.}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	
Биоокисление в присутствии 40 г/л FeSO ₄ ·7H ₂ O	3,61	2,30	1,01	14,76	11,24	3,52	2,13
Биоокисление в отсутствии FeSO ₄ ·7H ₂ O	2,58	2,10	0,32	10,03	7,32	2,71	2,05

Из данных таблицы 2 видно, что культивирование *T. ferrooxidans* в присутствии 40 г/л FeSO₄·7H₂O приводит к осаждению на рудных частицах ярозита, о чем свидетельствует повышение содержания общей и сульфатной серы и железа. Отмечено небольшое снижение сульфидной серы, что говорит о частичном разрушении сульфидных минералов. Осуществление процесса биоокисления в отсутствие сернистого железа в среде приводит к более сильному разрушению сульфидных минералов при отсутствии отложений ярозита, что позволяет в дальнейшем осуществляться лучшему контакту между минералом и растворителями, используемыми для извлечения золота из руд после их биоокисления. Из литературных данных известно что, необходимая степень биоокисления сульфидов, обеспечивающая последующее эффективное растворение ассоциированного с ними золота, составляет 50 - 60%. При культивировании в среде К-9 с сернистым железом такая степень окисления достигается на 8-е сутки; в отсутствие сернистого железа этот процесс на 30 - 40% длительнее. Нами испытана возможность применения растворов неагрессивных соединений (тиосульфат натрия и тиомочевина) для доизвлечения золота из руд, подвергшихся биоокислению. Установлено, что наилучший результат достигнут при использовании тиомочевины. Максимально достигнутый эффект – 90%, уровень извлечения золота из технологической пробы.

Таким образом, показано, что из сложных по составу и трудных для обогащения руд Сергеевского месторождения эффективное извлечение золота может быть достигнуто при использовании бактериально-химического способа извлечения.

Литература

1. Modak J.M., Natarajan K.A. Development of special strains of *Thiobacillus ferrooxidans* for enhanced bioleaching of sulphide minerals. // *Biohydrometallurgical Processing*. – Chile, 1995. – Vol. 1. – P. 33-46.
2. Пат. № 5246486 А US, МКИ С 22 В 11/00. Biooxidation process for recovery of gold from heaps of low-grade sulfidic and carbonaceous sulfidic ore materials James A. Brierty, Sandy, Utan, David L. A. – № 75-743; Изобретения стран мира, 1995. – в.48. – №4. – С. 18.
3. Пат. № 9714818 А1 WO, МКИ С 22 В 11/08. Способ экстрагирования золота, включающий в себя биофлотацию: Petrov N., Ulberg Z. – № 96/02538; Изобретения стран мира, 1998. – в.48. – №9. – С. 12.
4. Пат. № 1790229 А1 RU, МКИ С 22 В 3/18. Способ подготовки реагента для бактериально-химического выщелачивания сульфидных руд Яшина Г.М., Нестерова С.В. Заявлено 29.08.90; Опубликовано 10.11.95, Бюл. 31.
5. Пат. № 2059004 С1 RU, МКИ С 22 В 3/18. Способ выщелачивания металлов из руд № 94023195/02; Заявлено 29.06.94; Опубликовано 27.04.96, Бюл. 12.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Е.Т. Узакбаев

Научный руководитель доцент Т.В. Кряжева

Карагандинский государственный технический университет, г. Караганда, Казахстан

Месторождение полезных ископаемых представляет собой важнейшую составную часть естественных производительных сил человеческого общества. Не секрет, что Республика Казахстан располагает мощной минерально-сырьевой базой. Однако нарастающие темпы добычи полезных ископаемых, необходимость выявления значительных дополнительных ресурсов, сосредоточенных в крупных и высококачественных месторождениях, потребность обнаружения новых видов минерального сырья требуют дальнейшего расширения и углубления геологических исследований. При этом наращивание запасов всех видов минерального сырья будет происходить во все усложняющихся условиях выявления новых и расширения прежних границ известных месторождений, на возрастающих глубинах, в обстановке сложных геологических структур.

Хотелось представить Вашему вниманию особенности редкометальных гранитов, как потенциального источника комплексного редкометального сырья в Казахстане.

Месторождения редкометальных гранитов – один из важнейших источников получения качественных концентратов тантала, ниобия, циркона, редких земель, олова и других полезных компонентов. Первые тонны редких металлов, в основном ниобия, были получены из кор выветривания щелочных гранитов плато Джос в Нигерии в 50-х годах прошлого столетия. В последующем месторождения редкометальных гранитов были выявлены в Саудовской Аравии, Канаде, США, России и других странах. Основными объектами разработки являются россыпи, в том числе и элювиальные, связанные с корой выветривания редкометальных гранитов.

Общей закономерностью размещения рассматриваемых образований являются пространственная и генетическая связь с лейкократовыми гранитами наиболее поздних стадий интрузивных комплексов и их локализация в апикальных частях и куполовидных выступах гранитных массивов. Рудоносные массивы располагаются в пределах локальных отрицательных аномалий поля силы тяжести, площадь которых намного превышает площадь обнаженных на современном уровне эрозионного среза собственно редкометальных гранитов. Мощность эндоконтактовых зон гранитов

с повышенными концентрациями редких элементов обычно не превышают первые сотни метров, в то время как площадь их развития колеблется от единиц до первых десятков квадратных километров.

Отличительными структурными и минералогическими признаками редкометалльных гранитов являются:

- 1) наличие характерных горошковидных выделений кварца с многочисленными пойкилитовыми вростками альбита, микроскопически образующие структуры «снежного кома» (по А.Г. Фельдману);
- 2) широкое развитие процессов флюоритизации, альбитизации, грейзенизации;
- 3) относительно равномерное распределение вкрапленности тантало-ниобатов.

В зависимости от состава и редкометалльной специфики выделяют щелочные и кислые редкометалльные граниты.

Щелочные редкометалльные граниты – это кварц-микроклин-альбитовые породы с натриевыми пироксенами, щелочными амфиболами, биотитом и фторидами. Основные полезные компоненты – ниобий, цирконий и редкие земли. Представителями этого типа месторождений являются плато Джос в Нигерии и Гурайя в Саудовской Аравии. В Казахстане щелочные граниты известны в Северном, Восточном и Западном Казахстане.

В Кокшетауском срединном массиве Северного Казахстана на поисково-оценочной стадии работ изучено Лосевское месторождение редкометалльных гранитов, приуроченное к массиву позднекаледонских лейкократовых гранитов (рис.1). Граниты с редкометалльной минерализацией формируются в апикальной части массива и залегают в виде пластообразного тела мощностью от 10 до 300 м. Площадь выхода на дневную поверхность около 1 км². Это тонкозернистые порфиоровидные породы, состоящие из плагиоклаза (15 - 60%), кварца (30 - 50%), калишпата (5 - 25%), биотита (1 - 5%), повсеместно развит флюорит. Плагиоклаз в гранитах представлен альбитом. Рудная минерализация рассеянная, тонковкрапленная. Основными рудными минералами месторождения являются ниобиевая разновидность колумбита и малакона, незначительно распространены пирохлор, касситерит, халькопирит и сфалерит. Средние содержания пятиоксида ниобия в гранитах 500 г/т, циркония 1260 г/т при максимальных, соответственно, 2000 и 5000 г/т. Вертикальная петрохимическая зональность выражается в постепенном нарастании к апикальным частям интрузива концентраций редких элементов фтора и щелочи. С глубиной, в интервале 0 - 100 м, количество ниобия и циркония уменьшается почти на порядок. С гранитами Лосевского месторождения связаны две небольшие россыпи ближнего сноса с содержанием колумбита 200 - 300 г/м³.

В Чингиз-Тарбагатайской структурно-формационной зоне в Восточном Казахстане известно месторождение Верхнее Эспе, представленное двумя штокообразными выходами щелочных гранитов размерами 3 и 1,5 км². В апикальных частях массивов выделены зоны интенсивно измененных пород, сложенные кварц-альбитовыми, рибекит-альбитовыми и эгирин-рибекит-альбитовыми метасоматитами. Минеральный состав зон колеблется в широких пределах – калишпат (30 - 60%), альбит (10 - 30%), кварц (25 - 40%), рибекит (3 - 5%), эгирин (0,5 - 2%), флюорит (0,5 - 2%) и рудные минералы (1 - 5%). Основные рудные минералы представлены цирконом, малаконом, колумбитом, пирохлором, редкими землями. Всего на месторождении установлено свыше 50 рудных и породообразующих минералов, в том числе более десятка редкоземельных. Средние содержания рудных компонентов составляет: циркония - 1%, суммы редких земель – 0,25%, ниобия - 0,14%, тантала - 0,008%.

В Западном Казахстане на поисково-оценочной стадии изучалось месторождение Борсыксай. Месторождение представлено штоком щелочных сиенитов и связанных с ними дайкообразных тел нифелиновых сиенитов, даек сиенит-аплитов и граносиенитпорфиоров. Редкометалльная минерализация ассоциирует со всеми разновидностями пород подвергнутых интенсивным процессам альбитизации. Причем с альбитизированными телами нефелиновых сиенитов связано циркониевая минерализация, а с дайками альбитизированных сиенит-аплитов и граносиенитпорфиоров-ниобий-циркониевая. Повсеместно присутствуют минералы редких земель, преимущественно цериевой группы. Содержания ниобия составляют 0,032 - 0,63%, циркония 0,028 - 0,63%, суммы редких земель – до 0,19%.

Кислые редкометалльные граниты представлены интенсивно альбитизированными и грейзенизированными разновидностями гранитов кварц – микроклин – альбитового состава с литиевыми слюдами, флюоритом и комплексной касситерит – танталит – колумбитовой минерализации. Основные полезные компоненты – тантал, ниобий и олово. Редкометалльные граниты этого типа известны во Франции (Монтера, Эшассьер), Египте (Абу - Даббаб).

На территории бывшего СССР изучение кислых редкометалльных гранитов связано с именем А.А. Беуса. Он один из первых привлек внимание к этим необычайно интересным и важным в научном и промышленном отношении образованиям. Их особенностью является вертикальная зональность, установленная для редкометалльных гранитов Монголии, Восточного Забайкалья, Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня. От более глубоких горизонтов массивов к апикальным частям постепенно увеличиваются содержания мелкопластинчатого позднего альбита, кварца, флюорита, литиевых слюд, топаза, тантало – ниобатов и касситерита, изменяются состав калиевого шпата (возрастает содержание рубидия) и степень его триклинности. В геохимическом аспекте, по данным А.И. Гинзбурга, нарастают содержание фтора, лития, ниобия в 5 – 10 раз, рубидия 4 – 5 раз, тантала 10 – 30 раз и олова 10 – 20 раз. Одновременно убывают содержания тория, циркония, редких земель, увеличиваются соотношения тантала и ниобия.

На различных расстояниях от редкометалльных интрузий формируются оловянно-вольфрамовые

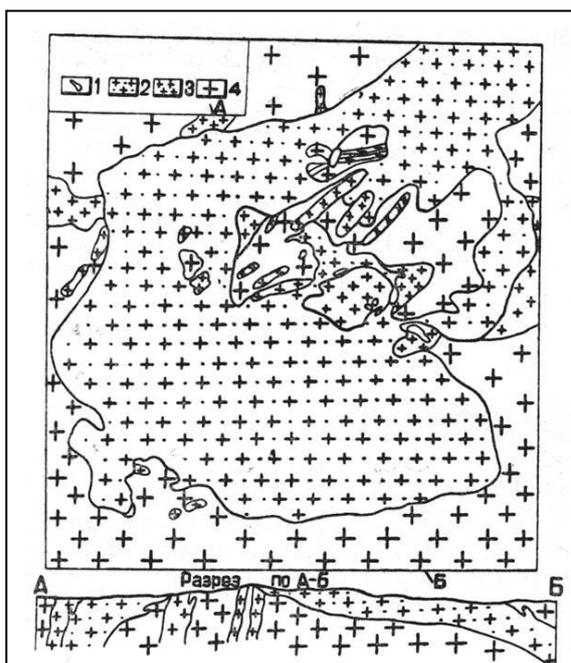


Рис. 1. Геологическое строение Лосевского месторождения:

- 1—пегматиты; 2—биотит-альбитовые граниты; 3—аплит-граниты;
- 4—порфиоровидные лейкограниты

месторождения. В одних случаях это происходит непосредственно в апикальных частях рудоносных гранитов (Циновец - ЧССР), в других рудные тела с оловянной минерализацией располагаются на удалении от материнских интрузий надинтрузивных зон (Карасу, Сырымбет - Казахстан).

В Казахстане месторождения, связанные с кислыми редкометальными гранитами, изучены на поисково-оценочной стадии в Восточном и Северном Казахстане.

Район оловянно – редкометального рудного поля Карасу в Восточном Казахстане расположен в юго – восточной части Калба–Нарымской структурно–формационной зоны. В пределах рудного поля выделяются четыре структурно–морфологических типа оруденения: линейный кварцево–жильный оловорудный штокверк, оловорудные жилы в пологих трещинных структурах, минерализованные дайки–апофизы, гребневидный купол редкометальных гранитов. Решающее влияние на размещение рудных образований и их морфологию оказывает разрывная тектоника. Состав и строение рудного поля определяются уровнем локализации по отношению к материнской интрузии, залегающей на глубине 330 м от поверхности. В пространственной и генетической связи выделенные структурно–морфологические типы оруденения представляют собой зонально построенную единую рудоносную систему, в которой редкометальный гранитный купол с оловянно–танталовой минерализацией сменяется по восстанию редкометальными дайками–апофизами и далее – оловорудным линейным кварцево–жильным штокверком. Формирование структурно–морфологических типов оруденения в системе интрузив – надинтрузивной зоны происходит на границе двух неоднородных по составу пачек пород, в одной из которых преобладают известковистые песчаники, в другой – углеродисто–глинистые алевролиты.

Положение массива редкометальных гранитов отражается на уровне эрозионного среза вторичными и первичными ореолами олова, лития, бериллия и мышьяка, которые оконтуривают надинтрузивный оловорудный штокверк и развиваются в зоне ближнего экзоконтакта.

Литература

1. Ершов В.В. Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. – М.: Недра, 1989. – С. 113.
2. Коган В.И. Редкие металлы. – М.:Наука, 1979. – С. 335.
3. Мяскин Н.И., Киселев А.Л. Особенности геологического строения месторождений редкометальных гранитов и перспективы Казахстана на их выявление. // Геология и охрана недр. – Алматы: Казгео, 2003. – С.22.
4. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – С. 279.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КУЗЕЕВСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

С.К. Шарифулин

Научный руководитель научный сотрудник Т.Я. Корнев

*Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
г. Красноярск, Россия*

Кузеевский зеленокаменный пояс (ЗКП) архейского возраста находится в южной Ангаро-Канской части Енисейского кряжа и прослеживается узкой полосой вдоль дугообразного Кузеевского глубинного разлома и оперяющих его дизъюнктивов субмеридионального простирания от р. Канн, на юго-востоке, до р. Ягодкиной, на северо-западе, на расстояние свыше 180 км (рис.1). Он приурочен к ядру Ангаро-Канского антиклинория, в котором вскрываются самые древние в регионе отложения кузеевской толщи канской серии архейского возраста мощностью до 4 км, включающие большой объем мафитов и ультрамафитов архея, в т.ч., метабазальтов и метакоматиитов кузеевского коматиит-базальтового комплекса, а также габброидов и ультрабазитов кимбирского дунит-пироксенит-габбрового комплекса архейского возраста.

Ведущим типом оруденения в Кузеевском ЗКП является золото-сульфидный, приуроченный, преимущественно к метавулканитам основного, ультраосновного и кислого состава. Оруденение сформировалось в архейское время при вулканической деятельности кузеевского коматиит-базальтового комплекса, а позднее подверглось вместе с вмещающими отложениями складчатости и региональному метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, а еще позднее, в рифее, диафторезу. Наиболее перспективными в пределах данного ЗКП являются площади Кузеевского и Богунайского рудных районов.

Кузеевский рудный район находится в северной части Кузеевского ЗКП и занимает площадь более 750 км², вытянут в северо-западном направлении от р. Мал. Веснина на юге до р. Островной на севере. Большая часть проявлений золота на его площади связана с отложениями нижней фартовой и меньше верхней шумихинской метатерригенно-вулканогенных пачек кузеевской толщи и прослеживается вдоль Кузеевского глубинного разлома. Это один из наиболее золотоносных районов Кузеевского зеленокаменного пояса с известными россыпями золота по рекам Мал. Весниной, Бол. и Мал. Кузеевой, Кимбирке, Посольной, Островной и их притокам, которые с перерывами разрабатывались старателями с 1837 г.

Основным источником золота в россыпях района являются сульфидизированные полевошпат-кварцевые породы, гнейсы, сланцы и кварциты кузеевской толщи. Часть золотоносных полевошпат-кварцевых пород является метавулканитами кислого состава, образованными одновременно с вмещающими их отложениями. Такие золотоносные метавулканиты, залегающие среди преобладающих и одновозрастных с ними метабазальтов, являются высокопродуктивными на золото-сульфидное оруденение.

В результате проведенных работ выделены новые рудные участки, перспективные на выявление коренных золото-сульфидных рудных залежей. Золотоносность приурочена к кислым, основным и ультраосновным метавулканитам и переслаивающимся с ними метатерригенным слюдисто-полевошпат-кварцевыми породами. Эти породы, обычно, интенсивно сульфидизированы. Кроме пирита и пирротина в них часто отмечаются галенит, сфалерит, арсенопирит, золото, ЭПГ, серебро и др. Более высокие содержания золота (10-20 г/т) установлены в слюдисто-полевошпат-кварц-сульфидных породах, в серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудах (20-30 г/т), а также, ассоциирующих с ними собственно кварцевых жил (10-16 г/т). В других породах рудных залежей содержания золота не превышают 10 г/т, а обычно 3-5 г/т. С учетом этих содержаний и таковых из вмещающих пород (1-7 г/т),

можно предполагать, что среднее содержание золота в рудных залежах около 5 г/т при мощности до 10 м и длине до 1 км.

Богунайский рудный район имеет площадь свыше 500 км², находится в Ангаро-Канской части Енисейского кряжа на территории южной части Кузеевского ЗКП в междуречье Кана, Богуная и Сокаревки.

Золотое оруденение на его площади, как и в Кузеевском рудном районе, располагается в слюдисто-полевошпат-кварцевых породах, кварцитах, метасоматитах среди гранат-полевошпатовых и пироксеновых гнейсов, зачастую подвергшихся диафторезу в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. В ассоциации с ним развиты золотоносные серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды. На площади Богунайского рудного района, как и в Кузеевском рудном районе, устанавливается тесное пространственное совмещение и взаимопереходы золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения. Имеющиеся факты доказывают синхронность их образования и приуроченность к определенным стратиграфическим золотоносным пачкам кузеевской толщи с повышенным содержанием метавулканитов кузеевского коматиит-базальтового комплекса, формировавшихся одновременно с накоплением отложений кузеевской толщи.

В юго-восточной части Кузеевского рудного района выявлено Кузеевское золоторудное месторождение, расположенное на водоразделе рек Мал. Весниной и Бол. Кузеевой. Оно представлено серией согласных со слоистостью вмещающих отложений пластовых залежей и линз, прослеживающихся вдоль определенных горизонтов на расстояние свыше 7 км. Автором в течение 2002-2005 гг. в пределах месторождения проводились прогнозно-металлогенические работы на золото под руководством д.г.-м.н. Т.Я. Корнева. В пределах Кузеевского месторождения в настоящее время проводятся поисково-оценочные работы на золото Енисейской ГТК.

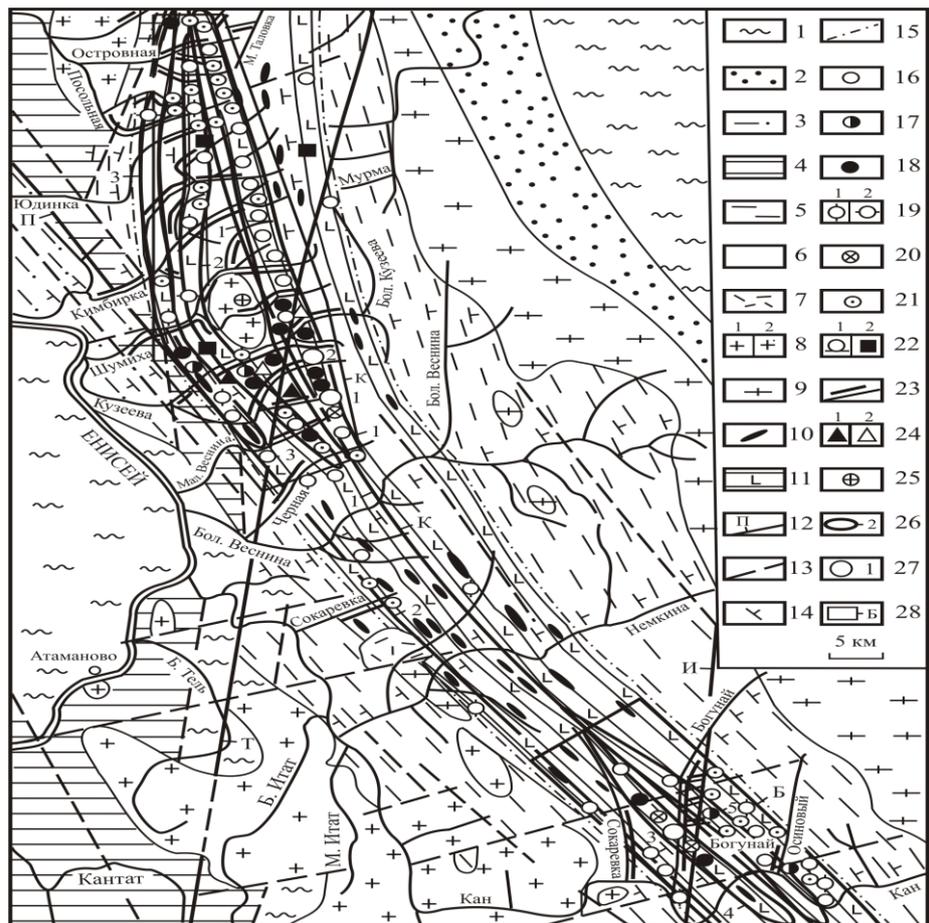


Рис.1. Схема распространения метавулканитов кузеевского коматиит-базальтового комплекса и золотоносности Кузеевского зеленокаменного пояса Ангаро-Канской части Енисейского кряжа.

1 – платформенные отложения палеозоя и мезозоя; 2 – орогенные отложения байкалит (поздний рифей – венд); 3-6 – серии осадочно-вулканогенно-метаморфических толщ докембрия; 3 – сухонитская и тунгусская (средний - поздний рифей), 4 – енисейская (ранний протерозой), 5-6 канская (5 – атамановская и 6 – кузеевская толщ); 7-10 магматические формации: 7 – трахисиенит-трахитовая (венд), 8 – гранитовая позднего рифея (нижнеканский гранитовый комплекс (1), посольнинский гранит-мигматитовый комплекс (2)); 9 – гранитовая (таракский комплекс) раннего протерозоя; 10 – дуниит-пироксенит-габбровая (кимбирский комплекс позднего архея); 11 – площадь распространения метавулканитов кузеевского коматиит-базальтового комплекса позднеархейского возраста и ассоциирующихся с ним интрузивов кимбирского комплекса; 12 – зоны глубинных разломов и их номера (1 – Кузеевский, 2 – Приенисейский, 3 – Татарский, 4 – Ишимбинский); 13 – зоны региональных и прочих разломов; 14 – элементы залегания слоистости пород; 15 – граница Кузеевского зеленокаменного пояса; 16-18 – рудопоявления золото-сульфидного оруденения, связанного с метавулканитами кузеевского коматиит-базальтового комплекса и ассоциирующими с ними породами с содержаниями золота от 0,1 до 1 г/т (16), от 1 до 5 г/т (17), от 5 г/т и выше (18); 19 – содержание золота по данным геохимической съемки (Голубев, 1989г.) в г/т: от 0,1 до 1 (1), от 1 до 6 (2); 20 – точки минерализации золото-сульфидного оруденения с содержаниями золота от 0,05 до 0,1 г/т; 21 – проявления золото-кварцевого оруденения; 22 – зоны сульфидизации и лимонитов по ним (1), железистые кварциты (2); 23 – россыли золота в современном аллювии; 24 – проявления платины в коренном залегании (1) и в россылях (2); 25 – рудопоявления медно-порфировой формации; 26 – контуры рудных (золотоносных) полей Кузеевского и Богунайского рудных районов, рекомендуемых для постановки поисковых работ на выявление коренных месторождений золота и их номера (1 – Кузеевское, 2 – Кимбирское, 3 – Посольненское, 4 – Сидоровское, 5 – Богунайское, 6 – Осиновское); 27 – золоторудные месторождения и их номера (1 – Кузеевское, 2 – Большекузеевское, 3 – Богунайское); 28 – рудные районы проявления золота Кузеевской рудной (металлогенической) зоны (К – Кузеевский, Б – Богунайский).

Богунайское месторождение находится по р. Богунай в 9 км от устья и ниже ее левого притока ручья Артельного-1 и расположено на юго-западном крыле Богунайской антиклинали, совмещенной пространственно с осью Кузеевского антиклинория. На Богунайском месторождении, как и на Кузеевском, золотое оруденение относится в основном к золото-сульфидному типу и связано не с кварцевыми жилами, а с метавулканитами кузеевского коматиит-базальтового комплекса и их эксгаляционно-осадочными образованиями.

Полученные новые данные по Кузеевскому ЗКП указывают на то, что его площадь представляется весьма перспективной на выявление новых месторождений золота золото-сульфидного типа. Изученность его остается слабой.

Необходимо дальнейшее изучение в его пределах золотого орудения и проведение поисковых работ с применением бурения, геофизики и геохимии.

СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ МОРКОКИНСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Н.К. Шахурдина¹, Д.А. Плотников¹, Т.Р. Вафин²

Научный руководитель профессор П.А. Игнатов

¹Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие

ЦНИГРИ, АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия;

²Ботубинская ГРЭ, АК «АЛРОСА», г. Мирный, Россия

Моркокинский алмазоносный район, располагаясь в междуречье рек Вилюй и Моркока, занимает промежуточное положение между Мало-Ботубинским и Средне-Мархинским районами, на территории которых выявлены самые продуктивные месторождения Якутской алмазоносной провинции (ЯАП). Практически вся территория данного района находится в пределах Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны, которая, по мнению большинства исследователей, является основным продуцентом кимберлитового магматизма на северо-западном борту Патомско-Вилюйского авлакогена.

Имеющийся по данной площади объем фактографического материала позволяет оценить проявленность прогнозно-поисковых признаков и предпосылок, направленных на выделение и локализацию поисковых объектов в рангах кимберлитового поля и куста кимберлитовых тел.

Среди предпосылок поискового прогнозирования объектов в ранге поля здесь выделяются следующие геолого-геофизические элементы: крупные антиклинальные структуры, выделенные в рельефе фундамента и осложненные отдельными горстообразными выступами; депрессии магнитоактивной поверхности; участки гравитационных минимумов, обусловленные разуплотнением кристаллических пород фундамента. Однако наиболее важным элементом глубинного строения территории, является наличие здесь доплатформенных разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений (Мокшанцев и др., 1974). Данные разломы, пересекаясь непосредственно на площади алмазоносных районов, создают своеобразную ромбическую решетку.

Анализ их пространственного распределения в пределах ЯАП показывает, что наиболее важным прогностическим моментом при выделении данных разломов является факт пространственной приуроченности к зонам влияния этих нарушений практического большинства известных, в том числе и высокопродуктивных, кимберлитовых полей ЯАП. Так Мирнинское кимберлитовое поле расположено в узле пересечения Вилюйско-Мархинского и Ангаро-Вилюйского глубинных разломов. Накынское поле пространственно тяготеет к узлу пересечения подобных Джекиндинского и Средне-Мархинского, Верхне-Мунское - к пересечению Мерчимденского (Катанго-Вилюйского) и Мунского, Далдынского - к пересечению Средне-Мархинского и Мерчимденского разломов. Не останавливаясь на генетической природе этих явлений, отметим лишь, что это многократно повторившееся пространственное совпадение, а возможно, и проявившаяся закономерность, позволяет нам, исходя из образа аналоговых моделей, оптимизировать область пересечения (сочленения) северо-восточного Джекиндинского, северо-западного Моркокинского и меридионального Вилюйско-Мархинского глубинных разломов. Эпицентр этой области находится практически на стыке Туорской и Чагдалинской площадей.

Из комплекса предпосылок поискового прогнозирования, используемых для выделения локальных кимберлитоперспективных участков, потенциально содержащих кусты трубок или отдельные диаграммы, на характеризующей территории наиболее проявлены структурно-тектонические и структурно-морфологические.

Развитие авлакогенной гипотезы кимберлитообразования сегодня находит свое конкретное выражение в картировании на площадях кимберлитовых полей рифтогенных структур. Выполненные построения на площадях Далдынского, Алажит-Мархинского, Накынского и Мирнинского полей показывают, что в их пределах широким распространением пользуются линейные депрессии, выделяемые в ранге грабен-синклиналей и структурных желобов. Данные структуры унаследовано находят свое отражение на разных этапах осадочного чехла - от морфоструктурных элементов рельефа до различных стратифицированных уровней сейсмоотражающих поверхностей. Протяженность в пределах кимберлитовых полей наиболее крупных структурных желобов составляет первые десятки километров при ширине от 2-3 до 4-5 км (Коробков и др., 2003). Минерагеническое значение этих структур определяется тем, что практическое большинство известных кимберлитовых тел в пределах вышеназванных полей приурочено к участкам торцевого выклинивания структурных желобов и их боковых ответвлений (Коробков, 1999).

Выражением этих факторов является наличие на территории Моркокинского района целого ряда грабенообразных депрессий, выходящих со стороны Патомско-Вилюйского авлакогена. При этом торцевое выклинивание одной из наиболее контрастных структур этого типа, где она осложнена целой серией разноплановых структурных желобов, приходится на центральную часть Чагдалинской площади, расположенной в центре характеризующегося района.

Другими тектоническими элементами, но уже более высокого порядка, являются зоны складчатых деформаций, развитие в прибортовых частях структурных желобов. Прогностическое значение картирования данных тектонических нарушений определяется тем, что они являются характерным элементом структурного плана ближайшего околоторцевого пространства многих кимберлитовых диаграмм.

На юго-западе Туорской площади (нижнее течение р. Моркока) более чем в 20 точках наблюдений зафиксированы подобные тектонические нарушения в верхней части кимберлитовмещающих образований. Они представлены как единичными, так и сериями сближенных антиклинальных и гребневидных складок видимой протяженности от 30 - 50 до 100 - 300 м, при ширине отдельных складок от 5 - 10 до 20 - 30 м. Большинство из них ориентированы в северо-западных (320-330°, редко до 350°) и северо-восточных (45°) румбах, оси отдельных складок вытянуты в субширотном направлении. В осевых частях отдельных складок отмечаются наиболее крутые, вплоть до

вертикальных, залегания пластов (под углом 70-90°). При удалении от осевых линий крылья складок выполаживаются и углы задира пластов составляют уже не более 10-30°. Аналогичные зоны складчатых деформаций были подсечены бурением и на Чагдалинской площади.

Среди дизъюнктивов, имеющих потенциально рудоконтролирующее значение, многими исследователями приоритетно выделяется система разрывных нарушений, относимых к Виллойско-Мархинской зоне разломов. Располагаясь вдоль северо-западного борта Патомско-Виллойского авлакогена, они широкой полосой пересекают территории практически всех алмазоносных районов данного региона, в том числе и Моркокинского. Выделение и трассирование этих разломов во многом облегчено тем фактом, что все они выполнены дайкообразными телами среднепалеозойских долеритов, имеющими контрастное выражение в гравимагнитных полях. Пространственное нахождение в пределах данной зоны Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей позволяет рассматривать эти нарушения как благоприятный тектонический фактор локального прогнозирования. Его выражением на территории Моркокинского района служит наличие серии дайковых тел, отождествляемых именно с данной зоной. Количество даек на разных площадях рассматриваемого района возрастает с юга на северо-восток от 5 - 6 до 8 - 12. В этом векторе меняется и их простирание от субмеридионального до северо-северо-восточного и северо-восточного. На Чагдалинской площади также фиксируются непротяженные дайки и дугообразные формы, и их направление постепенно изменяется от северо-западного до меридионального и северо-восточного.

Проявленность структурно-морфологических факторов на площади исследуемого района выражается в установлении здесь по данным бурения субизометричных локальных морфоструктур карбонатного цоколя, приуроченных к верховьям палеодолин. Подобные морфоструктуры в верховьях древних долин весьма характерны для ближайшего околотрубного пространства многих кимберлитовых диатрем Алакит-Мархинского, Далдынского и Накынского полей, что наряду с возможным эндогенным механизмом их формирования, вызывает необходимость привлечения данных морфоструктур в качестве косвенного фактора при прогнозных оценках перспективных участков.

Выполненные исследования по прогнозной оценке территории Моркокинского района, в целом, свидетельствуют о высоких перспективах его коренной алмазоносности. Проведенный анализ проявленности всего комплекса признаков и предпосылок поискового прогнозирования, включая региональные тектонические, магматические и минералогические (Коробков и др., 2004), а также установленные их повышенные концентрации на отдельных площадях позволяют уже сегодня локализовать отдельные участки, наиболее благоприятные на проявления кимберлитового магматизма.

Литература

1. Коробков И.Г. Тектонические элементы модели локального кимберлитоперспективного участка. // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Тезисы доклада Международной научно-практ. конференции. – Симферополь-Судак, 1999. – С. 189-192.
2. Коробков И.Г., Емельянов В.С., Веретенников В.А., Вафин Т.Р. Прогнозно-поисковые факторы оценки перспектив коренной алмазоносности Моркокинского района (Западная Якутия). // В кн.: Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых (применительно к объектам геологоразведочных работ АК "АЛРОСА"). – Якутск: ЯФ ГУ, Изд-во СО РАН, 2004. – С. 142-149.
3. Коробков И.Г., Кондратьев А.А., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля. // В кн.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003 – С. 135-140.
4. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1974. – 96 с.