Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Министерство общего и профессионального образования
Российской Федерации

Томский государственный университет

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Материалы
научной конференции

Том 3

1878 1998

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Бабанский М.Д., первый проректор Томского госуниверситета, председатель
Татьянин Г.М., декан ГГФ, зам. председателя
Летувнинкас А.И., зав. кафедрой минералогии и геохимии, зам. председателя
Сазонтова Н.А., ст. преподаватель, секретарь оргкомитета

Зинченко В.И., проректор ТГУ по научной работе
Комаров А.В., председатель комитета природных ресурсов по Томской области
Конторович А.Э., директор Института геологии нефти и газа СО РАН
Майер Г.В., ректор Томского госуниверситета
Орлов В.П., министр природных ресурсов Российской Федерации
Паровинчак М.С., главный геолог АО «Томскгаз»
Ревушкин А.С., проректор ТГУ по учебной работе
Сурков В.С., директор СНИИГГИМС
Хохлов В.Е., начальник департамента Администрации Томской области

Задде Г.О., зав. кафедрой метеорологии и климатологии
Земцов В.А., зав. кафедрой гидрологии
Окишев П.А., зав. кафедрой краеведения и туризма
Парначев В.П., зав. кафедрой динамической геологии
Плеханов Г.Ф., зав. кафедрой охраны окружающей среды и рационального природопользования
Подобина В.М., зав. кафедрой палеонтологии и исторической геологии
Хромых В.С., и.о. зав. кафедрой географии
Чернышов А.И., зав. кафедрой петрографии

РАБОЧАЯ ГРУППА ОРГКОМИТЕТА

Бетхер О.В, ассистент кафедры петрографии
Васильева О.В., аспирант кафедры охраны окружающей среды и рационального природопользования
Жилина Е.Н., инженер кафедры динамической геологии
Коот И.Э., лаборант кафедры минералогии и геохимии
Косова Л.С., доцент кафедры краеведения и туризма
Макаренко С.Н., с.н.с. кафедры палеонтологии и исторической геологии
Родыгин С.А., доцент кафедры палеонтологии и исторической геологии
Свешникова В.Л.,зав. минералогическим музеем
Севостьянова Л.М., доцент кафедры метеорологии и климатологии
Семина Т.А., аспирант кафедры минералогии и геохимии
Файнгерц А.В., аспирант кафедры палеонтологии и исторической геологии
Черняк Л.П., инженер кафедры гидрологии
Шпанский А.В., ассистент кафедры палеонтологии и исторической геологии

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Министерство общего и профессионального образования
Российской Федерации

Томский государственный университет

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Материалы
научной конференции, посвященной
120-летию основания
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
1 – 4 апреля 1998 года

Том 3

Томск ✧ 1998

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

УДК 552.2+550.4+548/549+553.3

Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.3. Петрология. Геохимия, минералогия и металлогения. Экологическая геохимия и геология / Материалы научной конференции, посвященной 120-летию основания Томского государственного университета, 1 – 4 апреля 1998 г., г. Томск. – Томск: Том. гос. ун-т, 1998. 311 с.

В томе помещены материалы, с разных сторон освещающие современные проблемы петрологии, геохимии (включая экологическую), минералогии и металлогении преимущественно Сибирского региона. Часть представленных статей имеет общетеоретическую направленность.

Авторами многих материалов являются выпускники Томского государственного университета, работающие как в геологических, так и в других учреждениях Сибири. Охваченный ими круг вопросов совместно с помещенными в томе публикациями других специалистов дает представление об актуальных проблемах указанных направлений геологии и состояния природной среды Сибири и подходах к их решению.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Г.Б.Князев, А.И.Летувнинкас (отв. редактор), А.И.Чернышов, Н.А.Сазонтова, Т.А.Семина, О.В.Бетхер.

ACTUAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND GEOGRAPHY IN SIBERIA. VOL. 3. Petrology. Geochemistry, mineralogy and metallogeny. Ecological geochemistry and geology./ Proceedings of the scientific conference devoted to 120 anniversary of the foundation of Tomsk State University. 1-4 April 1998. Tomsk: Tomsk State University, 1998. 311 p.

Materials elucidating modern problems of petrology, geochemistry (including the ecological one), mineralogy and metallogeny mainly of Siberian region are inserted in the volume. The part of presented articles has the general theoretical trend.

Authors of many abstracts are graduated students of Tomsk State University working both in geological and other organizations of Siberia. Wide range of problems, broached by them, common with publications of other specialists gives an idea about the actual problems of the indicated directions in the geology as well as the approaches to their decision. Besides the state of the natural environment in Siberia is discussed in the book.

EDITORIAL BOARD: G.B.Knyazev, A.I.Letuvninkas (editor-in-chief)), A.I.Chernyshov, N.A.Sazontova, T.A.Semina, O.V.Betcher.

© Томский государственный университет, 1998 г.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Высшая школа совершает национальную работу первостепенной важности: в ней сосредоточивается и куется все будущее великого народа.

В.И.Вернадский

Томский государственный университет, основанный постановлением Государственного Совета Российской Империи 16 (29) мая 1878 г. положил начало развитию высшего образования и науки в Азиатской части России от Урала до Тихого океана. В истории создания девятого в России университета значительную роль сыграли министр народного просвещения Д.А.Толстой, профессор медицины, попечитель Западно-Сибирского учебного округа В.М.Флоринский, знаменитый ученый Д.И.Менделеев, ученый и исследователь Сибири, Монголии и Китая Г.Н.Потанин, Томский городской голова З.М.Цибульский, ученый и публицист Н.М.Ядринцев и другие выдающиеся деятели русской интеллигенции.

С момента открытия университетом было подготовлено более 80 тысяч специалистов, в его стенах учились или работали более 100 академиков АН СССР (РАН), РАМН и академий наук государств СНГ, 60 лауреатов Государственной премии, два лауреата Нобелевской премии (Н.Н.Семенов, И.П.Павлов), почетными членами университета были Д.И.Менделеев, Ж.А.Дюнан (Нобелевский лауреат, основатель «Красного креста»). На базе научных школ и подразделений Томского университета были организованы университеты Красноярска, Кемерова, Барнаула, Томска, несколько институтов Сибирского отделения РАН. Университет оказывает активную учебно-методическую помощь и осуществляет подготовку кадров высшей квалификации для созданных недавно Амурского, Хакасского, Бурятского, Сургутского, Горно-Алтайского, Чуйского (Кыргызстан) университетов, Ховдинского филиала Национального университета Монголии и других вузов.

Томский университет был создан и развивается как один из национальных центров фундаментального знания и высшего образования для подготовки научно-педагогической элиты и расширения научно-образовательного пространства Сибири. На протяжении 120 лет по основным принципам своей деятельности он функционирует как классический университет исследовательского типа с уникальной системой образования, сочетающей учебный процесс на базе фундаментальных научных исследований и удовлетворение духовных и творческих потребностей личности.

Сегодня Томский университет является крупным учебно-научно-воспитательным комплексом, занимающим третью позицию в рейтинге классических университетов Минобразования России. На 21 его факультете обучается свыше 11 тысяч студентов и слушателей по 56 специальностям широкого спектра точных, естественных и гуманитарных наук, 530 аспирантов по 72 специальностям и 32 докторанта по 19 специальностям. В университете работают около 200 докторов и более 800 кандидатов наук, функционируют 23 диссертационных совета (в том числе 12 докторских). За последние 5 лет сотрудниками университета защищено 73 докторских и 240 кандидатских диссертаций.

В составе университета 4 научно-исследовательских института академического плана (свыше 1000 научных сотрудников), крупнейшая за

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Уралом вузовская Научная библиотека с книжным фондом в 4 млн. томов, не имеющий аналогов Сибирский ботанический сад с субтропическими оранжереями, заложенный в 1880-1900 гг. музейный комплекс с 10 музеями, Издательство, Центр культуры, Дом спорта и плавательный бассейн международного стандарта, базы практик и отдыха в Горном Алтае и Хакасии.

Основой университета являются научные школы мирового уровня в области физики, математики и механики, наук о Земле, биологии, ботаники, экологии, ряда гуманитарных наук. Несмотря на сложнейшие проблемы и финансовые трудности, университет не только сохраняет свои лучшие традиции, но и продолжает развиваться по основным приоритетным направлениям. Свидетельством тому является получение в 1996г. учеными ТГУ 10 грантов государственной поддержки ведущих научных школ России, 48 грантов Министерства общего и профессионального образования РФ, около 80 грантов Российского Фонда фундаментальных исследований и Российского гуманитарного научного фонда, 26 международных грантов, 32 государственных стипендий для выдающихся ученых России. В 1991-96 гг. 13 сотрудников университета стали лауреатами Государственной премии Российской Федерации.

Университет принимает активное участие в международных научных и образовательных программах. В 1996-97 гг. выполнено около 30 международных проектов на сумму 3 млн. долларов США, в том числе два крупных гранта по программе ТЕМПУС. Профессора университета приглашаются для чтения лекций в Стэнфорд и Кембридж, Сорбонну и Гейдельберг, возглавляют кафедры и исследовательские лаборатории в США, Франции, Испании, Канаде.

За последние годы университетом достигнуты значительные успехи в информационном обеспечении учебного процесса и научных исследований – созданы Американский и Германский культурные центры, достигнуто соглашение об открытии Центра Европейской документации. Являясь одним из федеральных центров информатизации, университет связан с международными сетями и банками данных, развивает дистанционное обучение в содружестве с городами России и зарубежными университетами, создает центр информационного сервиса для обслуживания города и региона.

Историко-архитектурный комплекс Томского университета, включающий ряд памятников федерального и местного значения, представляет общенациональное культурное и историческое достояние России. Гармония формы и содержания, гуманистических традиций российского высшего образования и динамизма современного развития общества создает атмосферу неповторимой привлекательности Томского университета как для особых ценителей душевного покоя – маститых ученых, так и для «юношей, обдумывающих жизнь» и ищущих надежную стартовую площадку к своим будущим успехам. Указом Президента Российской Федерации от 15 января 1998 года №30 Томский государственный университет внесен в Государственный Свод особо ценных объектов культурного наследия народов Российской Федерации.

Оргкомитет

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ К 120-ЛЕТИЮ ТОМСКОГО ГОСУНИВЕРСИТЕТА

Геолого-географический факультет создавался дважды: в 1933 и 1952 годах. Первоначально он был организован за счет слияния геологического, географического и почвенного отделений физико-математического факультета в геолого-почвенно-географический факультет. Впоследствии в 1939 году из него выделился самостоятельный географический факультет, а в 1948 году подготовка почвоведов была передана на биологический факультет. С первого сентября 1952 года были объединены геологический и географический факультеты в единый геолого-географический – ГГФ.

Сегодня в составе факультета девять выпускающих кафедр, семь научно-исследовательских и четыре учебных лаборатории, три учебных компьютерных класса, три музея (Минералогический им. проф. И.К.Баженова, Палеонтологический им. проф. В.А.Хахлова и Геологический на базе учебных практик), база учебных практик «Шира» в республике Хакасия и географическая станция «Актру» в Горном Алтае.

Кафедры факультета организовывались в разные годы. В 1888 году в составе медицинского факультета образована кафедра минералогии и геологии (заведующий проф. А.М.Зайцев) и открыт Минералогический музей. В это же время образована кафедра физики, физической географии и метеорологии (заведующий проф. Н.А.Гезехус). Начиная с 1917 г. на физико-математическом факультете образованы кафедры географии (1922 г., заведующий С.И.Руденко), петрографии (1927 г., заведующий доцент Н.Н.Горностаев), исторической геологии (1929 г., заведующий проф. В.А.Хахлов). В 1931 г. на геологическом отделении организована кафедра палеонтологии (заведующий проф. В.А.Хахлов). Остальные кафедры организовывались в составе геолого-почвенно-географического, географического и геолого-географического факультетов: 1937 г. – динамической геологии (заведующий доцент А.А.Ларищев), 1939 г. – метеорологии (заведующий доцент М.В.Тронов), 1939 г. – гидрологии (заведующий доцент Н.И.Масленников), 1957 г. – гидрологии (открыта повторно, заведующий доцент А.И.Марусенко), 1974 г. – охраны природы (охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов), (заведующий проф. И.П.Лаптев), 1997 г. – краеведения и туризма (заведующий проф. П.А.Окишев). На кафедрах успешно развивается ряд научных школ мирового уровня, большинство из которых сформировались еще в годы становления факультета под руководством известных ученых, профессоров И.К Баженова, А.Я.Булынникова, И.П.Лаптева, М.В.Тронова, В.А.Хахлова.

Начиная с 1933 г. деканами факультета были профессор В.А.Хахлов, доцент А.М.Кузьмин (и. о. декана в 1933-1934 гг.), профессор И.К.Баженов, доцент Д.А.Васильев, доцент Л.Н.Ивановский, доцент М.П.Кортусов, профессор А.Р.Ананьев, доцент В.В.Хахлов, профессор А.И.Родыгин, профессор И.А.Вылцан, доцент Ю.В.Индукаев, профессор А.И.Гончаренко. С 1990 г. факультет возглавляет доцент Г.М.Татьянин.

В настоящее время на геолого-географическом факультете работают 164 сотрудника, в том числе 14 профессоров (И.А.Вылцан, Б.Д.Белан, Д.А.Бураков, Г.О.Задде, А.А.Земцов, А.И.Летувнинкас, А.М.Малолетко, А.В.Мананков, П.А.Окишев, В.П.Парначев, Г.Ф.Плеханов, В.М.Подобина, А.И.Родыгин, В.И.Русанов) и 42 доцента. Шесть профессоров являются действительными членами Международных Академий.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В минувшее пятилетие научные достижения ученых ГГФ получили всероссийское признание. Высокого звания «Заслуженный деятель науки РФ» удостоены профессора И.А.Вылцан, Г.Ф.Плеханов, А.И.Родыгин, В.И.Русанов и «Заслуженный работник Высшей школы РФ» – профессор А.А.Земцов. Участие в научных исследованиях природных ресурсов Томской области отмечено присуждением семерым ученым факультета звания «Лауреат премии Томской области». Только за последние 5 лет сотрудниками факультета опубликовано 18 монографий, 21 учебное пособие и 22 сборника научных трудов, получен ряд грантов РФФИ и других учредителей.

Факультет активно сотрудничает с зарубежными коллегами. Совместно с учеными Ховдского университета (Монголия) проведены научные экспедиции в Монгольский Алтай, с учеными Англии, Швейцарии, Германии состоялись экспедиции в Горный Алтай; на Памире ведутся работы с учеными Рамонского научного центра университета Бен-Гуриам (Израиль).

Подготовка специалистов на ГГФ осуществляется по четырем направлениям: геология, гидрометеорология, география, экология и природопользование, включающим 7 специальностей – геология (011100), геохимия (011300), география (012500), метеорология (012600), гидрология (012700), охрана окружающей среды (320700), на заочном отделении – геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых (080100).

По направлению Геология в 1997 г. открыта магистратура по 8 научно-образовательным программам. Все кафедры ведут подготовку специалистов через аспирантуру. На 01.03.1998 г. на факультете обучается 755 студентов, 6 магистрантов и 45 аспирантов. Работают два диссертационных совета с правом приема к защите докторских и кандидатских диссертаций.

Среди выпускников факультета немало ученых, организаторов науки и производства, известных в России и за рубежом.

Это действительный член АН СССР, лауреат Государственной премии СССР Ю.А. Кузнецов (выпускник 1924 г.), действительный член РАН В.А. Коротеев (1959 г.), член-корреспондент РАН, лауреат Ленинской премии В.В. Ревердатто (1957 г.), Министр геологии Казахстана А.Г. Ситько (1944 г.), Министр природных ресурсов России, заслуженный геолог РСФСР В.П. Орлов (1968 г.), начальник Управления делами РАО ГАЗПРОМ Г.Г. Веселков (1961 г.), Генеральный директор ГГП «Новосибирскгеология», заслуженный геолог РФ В.Г. Свиридов (1959 г.), Генеральный директор ПГО «Красноярскгеология», заслуженный геолог РФ В.А. Неволин (1956 г.), лауреат Государственной премии СССР Л.К. Зятькова, начальник геологического управления Улан-Удэ, лауреат Государственной премии СССР Д.В. Ветров (1952 г.), проректор ТГУ профессор М.П. Кортусов (1944 г.), Заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Государственной премии СССР профессор М.В. Тронов (1926 г.) и многие другие.

Наша главная задача сегодня и на ближайшие годы – вовлечение в научный поиск молодых людей - пытливых и настойчивых, избравших трудный, но необычайно увлекательный маршрут в сложнейшем лабиринте проблем наук о Земле.

Г.М. Татьянин
Декан геолого-географического факультета ТГУ

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ НА КАФЕДРЕ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

А.И.Летувнинкас, А.Д.Строителев
Заведующий кафедрой минералогии и геохимии, Заведующий НИЛ ЭПМ ГГФ

Кафедра минералогии и геохимии, являющаяся ровесницей ТГУ, основана вместе с Минералогическим музеем имени профессора И.К.Баженова в год основания университета. Открыта как кафедра минералогии и геологии в составе медицинского факультета в 1888 году.

В настоящее время кафедра совместно с Минералогическим музеем имени профессора И.К.Баженова, открытой в 1970 г. научно-исследовательской лабораторией экспериментальной и прикладной минералогии (НИЛ ЭПМ), образованным в 1987 г. дисплейным классом и позднее организованным ОСП «ЛМиГ-ГЕО» составляет единый учебно-научный комплекс. Юбилейный статус конференции делает уместным рассмотрение основных направлений и итогов подготовки специалистов минералого-геохимического профиля.

В год 110-летия на кафедре в общей сложности ведется 12 общенаучных и 30 специальных курсов, в том числе 5 для студентов негеологических специальностей (почвоведов, химиков, географов, экологов). Оформились три основных направления исследований и подготовки специалистов на базе многоуровневого образования.

Рудно-металлогеническое - геология рудных месторождений и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Заложенное и развитое трудами профессоров И.К.Баженова и Б.М.Тюлюпо направление является очень широким и включает практически все аспекты образования, состава, строения и закономерностей размещения рудных месторождений: от геохимии и минералогии до металлогенического анализа на базе современных геодинамических построений.

Минералогическое - классическая минералогия, геммология, технологическая и техническая минералогия с тесно примыкающими к ним физикой минералов, физическими методами исследования минерального вещества и деятельностью Минералогического музея имени профессора И.К.Баженова.

Экологическая геохимия - преимущественно прикладные аспекты геохимии гипергенеза и техногенеза, связанные с выявлением общих закономерностей миграции и накопления химических элементов в антропогенных ландшафтах и оценкой уровня техногенной трансформации различных компонентов природной среды и ландшафтно-геохимическим прогнозированием. Это новое для кафедры направление научных исследований и обучения студентов развивается с конца 80^{x} годов.

Подготовка студентов ведется по многоуровневой системе по специальности *Геохимия* и трем специализациям: *Минералогия, Геммология* и *Экологическая геохимия.* Все они и планируемая к открытию в 1998-99 уч. году специализация *«Геология и геохимия полезных ископаемых»* имеют продолжение в виде соответствующих программ магистерской подготовки, а *Экологическая геохимия* и *Геология и геохимия полезных ископаемых* обеспечены аспирантурой и диссертационными советами.

Специализация *Минералогия* является традиционной для кафедры и ориентирована в основном на подготовку специалистов для геологической службы страны, в том числе отраслевых научно-исследовательских институтов, а также учреждений Академии наук и высшей школы России.

Специализация *Геммология* сформировалась в рамках специализации *Минералогия* как ответ на практические потребности нашего общества - рост благосостояния определенной его части, развитие рыночных отношений и банковского дела, предприятий по обработке драгоценного камня, интерес широких масс людей к чудодейственной силе камня. Подготовка по специализации начата в 1993 г. Студенты-геммологи изучают не только

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

минералогию и строение месторождений драгоценного камня, но и экономику этого вида минерального сырья, методы оценки его качества, способы обработки, области использования, методы синтеза и облагораживания.

Специализация *Экологическая геохимия* вызвана к жизни не столько глобальным ухудшением состояния природной среды, сколько тем, что теоретической и практической основой решения многих экологических проблем являются идеи и методы геохимии. Подготовка специалистов этого профиля ведется на основе базового учебного плана геологов-геохимиков. Одновременно они изучают достаточно обширный блок дисциплин геоэкологического цикла - общую экологию, почвоведение, ландшафтоведение, геохимию ландшафтов, антропогенные геохимические аномалии, геоэкологическое картирование, ландшафтно-геохимическое прогнозирование и др.

Многопрофильность геолого-географического факультета, разноплановость привлекаемых к учебному процессу специалистов других подразделений и традиционная фундаментальность университетского образования обеспечивают подготовку специалистов высокого уровня. Этому способствует и то, что кафедра оснащена современной вычислительной техникой, позволяющей студентам в процессе обучения овладевать современными компьютерными методами автоматизированной обработки данных и наглядного представления их результатов с помощью геоинформационных технологий. Для успешно занимающихся, увлеченных возможностями вычислительной техники и серьезно озабоченных своим будущим студентов дополнительно организуется подготовка по специализации *Геоинформационные системы*.

Определенным показателем деятельности учебно-научных подразделений университета всегда считалась подготовка специалистов высшей квалификации. За точку отсчета итогов в этом отношении принят 1955 год, когда профессор И.К.Баженов вернулся из «отдаленных» мест и вновь возглавил кафедру. Являясь по призванию ученым и педагогом, он много времени и внимания уделял подготовке достойной смены как в студенческой аудитории, так и в научной работе. Для реализации этой цели он использовал различные формы повышения квалификации научными работниками кафедры: выполнение НИР по инициативному плану и хоздоговорам, аспирантуру и переводы в докторантуру. При этом темы диссертационных работ он выбирал не случайные, а целенаправленно с учетом своих научных интересов и актуальности проблем рудно-сырьевой базы ведущих отраслей промышленности Сибири.

Оставаясь верным традициям Сибгеолкома, профессор И.К.Баженов устанавливал деловые связи с производственными геологическими организациями, вникал в стоящие перед ними задачи и отбирал из них те, в решении которых сотрудники кафедры могли оказать реальную помощь и которые одновременно находились на уровне научного поиска.

Вначале приоритет был отдан «железной» тематике, являвшейся продолжением его личных исследований Абаканского железорудного месторождения, первооткрывателем которого он является. По тематике, связанной с изучением железорудных месторождений юга Сибири, защищено в разные годы докторская диссертация Б.М.Тюлюпо и 12 кандидатских диссертаций преподавателями, научными сотрудниками и аспирантами (В.К.Чистяков, Ю.В.Индукаев, Д.В.Калинин, Л.П.Копылова (Костененко), А.В.Мананков, А.И.Летувнинкас, Г.Б.Князев, С.Г.Камаев, В.Е.Хохлов, С.С.Коляго, А.А.Зубков, С.В.Гуков).

С 1963 г. по заданию Западно-Сибирского геологического управления кафедра приступила к изучению новых колчеданно-полиметаллических месторождений в северо-западной части Рудного Алтая. Были проведены детальные исследования на восьми месторождениях и целом ряде рудопроявлений, которые легли в основу четырех защищенных кандидатских диссертаций (Б.Л.Бальтер, М.П.Астафьев, В.М.Чекалин, А.Д.Строителев).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Определенный вклад в 60-е годы кафедра внесла также в создание рудно-сырьевой базы алюминиевой промышленности Сибири, участвуя совместно с кафедрой петрографии в поисках месторождений богатых нефелиновых руд в Мариинской тайге. В результате проф. И.К.Баженов и проф. А.Я.Булынников вошли в число первооткрывателей Кия-Шалтырского месторождения, а принимавшие участие в поисково-оценочных работах сотрудники кафедр защитили диссертации, в том числе В.Г.Родыгина.

В 80-е годы факультет получил предложение от ГПП «Запсибгеология» на проведение поисково-оценочных работ на нефелиновое сырье в Мартайге. Для его реализации в НИЛ ЭПМ была сформирована межкафедральная группа «Нефелин». По результатам выполненных ею исследований был защищен ряд кандидатских диссертаций, в том числе сотрудниками лаборатории О.М.Гриневым и через целевую аспирантуру ИГЕМ РАН В.В.Врублевским.

В разное время сотрудники кафедры занимались изучением пегматитовых и редкометалльных месторождений, также завершившимся защитой ряда диссертаций (Е.Н.Зыков, И.И.Матросов, Е.К.Коляго, С.И.Коноваленко). Две кандидатские диссертации (А.В.Манаева, В.А.Баженов) защищены по результатам изучения древних кор выветривания Салаира, одна – по нерудному сырью (Степаненко Л.С.).

С открытием научно-исследовательской лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии появилась возможность выполнения исследований по новым научным направлениям, связанным с синтезом аналогов природного минерального сырья, утилизацией отвальных отходов переработки полезных ископаемых, физикой минералов. По результатам выполнения оригинальных научных тем сотрудниками лаборатории и работавшими в этом направлении аспирантами защищена докторская (А.В.Мананков) и шесть кандидатских диссертаций (М.Д.Бабанский, Ю.Л.Погорелов, А.И.Чернышов, Л.К.Чистякова, Н.Н.Борозновская, Л.Н.Коваленко).

Таким образом, минувшие четыре десятилетия в целом для кафедры были достаточно плодотворными: 2 докторские и более 30 кандидатских диссертаций. Надо отдать должное таланту и настойчивости задававших в те годы тон в научных исследованиях кафедры профессоров И.К.Баженова и Б.М.Тюлюпо. Ситуация изменилась в 90-е годы, когда защиты диссертаций сотрудниками кафедры стали редкими - только две кандидатские диссертации. Причины такого положения, как это видится авторам, разные. В какой-то момент времени защита диссертаций приостановилась потому, что все сотрудники кафедры имели ученые степени. Неожиданный уход из университета двух ведущих доцентов кафедры изменил ситуацию, которую пока переломить не удалось.

И все же несмотря на это, нереализованный потенциал учебно-научного комплекса «Минералогия и геохимия» в плане повышения квалификации сотрудников в данный момент вселяет надежды - три докторских и пять кандидатских диссертаций, защита которых планируется до 2001 года.

Основные научные публикации и учебные пособия сотрудников кафедры (с момента начала планомерной подготовки геологов – 1921 г.).

Баженов И.К. Западный Саян / Очерки по геологии Сибири. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – 137 с.

Баженов И.К. Медные руды Хакасской автономной области Красноярского края // Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. Вып.2. – Томск: 1940. – 98 с.

Индукаев Ю.В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1980. Т.1 – 390 с. Т.2 – 297 с.

Индукаев Ю.В. Посторогенная железорудная субформация контактово-метасоматических месторождений центральной части Алтае-Саянской области. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. – 196 с.

Индукаев Ю.В. Некоторые закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения центральной и западной части Алтае-Саянской области.– Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1988.– 356 с.

Князев Г.Б. Элементы теории вероятностей и математической статистики для геологов: Учебное пособие. Томск: Том. гос. ун-т, 1997. – 178 с.

Летувнинкас А.И. Стадийность постмагматического минералообразования. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1977.– 110с.

Летувнинкас А.И. Стадийность гидротермального минералообразования. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1991. – 216 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Летувнинкас А.И., Нарзулаев С.Б., Филиппов Г.П., Капилевич Л.В., Квасников А.В. Техногенное загрязнение и здоровье детей в дошкольных учреждениях г. Томска. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1993 – 92 с.

Летувнинкас А.И. Геохимические аспекты экологии города: Методические материалы IV международной конференции учащихся и учителей средних школ «Экология и человек», 20-22 марта 1997 г., г.Томск. - Томск: Томский гос. ун-т, 1997. - 77 с.

Мананков А.В., Яковлев В.М., Владимиров В.М., Бабанский И.Д. Экспериментальное исследование условий кристаллизации петрургических расплавов и стекол. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. – 202 с.

Матросов И.И., Чистяков В.К., Погорелов Ю.Л. Исследование термолюминесценции геологических материалов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. – 114 с.

Родыгина В.Г. Минералогия Кия-Шалтырского массива. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1980.– 148 с.

Родыгина В.Г. Начала минераграфии: Учебное пособие. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1980. – 175 с.

Родыгина В.Г. Введение в шлиховой метод. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1985. – 100 с.

Сазонтова Н.А. Введение в геоинформатику: Учебное пособие. – Томск: Том. гос. ун-т, 1996. –97 с.

Тюлюпо Б.М. Рудные месторождения. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та. Ч.1, Черные металлы, 1976. – 177 с.; Ч.2, Цветные металлы, 1983. – 216 с.; Ч.3, Редкие элементы, уран и золото, 1989. – 200 с.

КАФЕДРА ПЕТРОГРАФИИ НА РУБЕЖЕ XXI СТОЛЕТИЯ

А.И.Чернышов, Ю.В.Уткин

Кафедра петрографии была открыта в Томском государственном университете на геолого-географическом отделении физико-математического факультета в 1927 году на основании постановления правления университета от 29.12.1926 г. Первым ее заведующим стал крупный ученый, исследователь золотоносности Сибири профессор Томского технологического института Н.Н.Горностаев. На протяжении последующих лет до 1996 г. кафедру возглавляли известные ученые профессора А.Я.Булынников, Ю.А.Кузнецов, М.П.Кортусов и А.И.Гончаренко. С их именами связаны фундаментальные исследования интрузивного магматизма Алтае-Саянской складчатой области и сопредельных территорий. Они являлись родоначальниками известных научных школ, внесших существенный вклад в развитии отечественной геологической науки, а их научные идеи продолжают развиваться на кафедре. Многие выпускники кафедры стали известными учеными, специалистами и получили признание не только в России, но и за рубежом. Это профессор, проректор Томского госуниверситета М.П. Кортусов; министр геологии Казахстана А.Г. Ситько; лауреат Государственной премии Д.В. Ветров; доктор геол.-минерал. наук, член корр. РАН В.В. Ревердатто; доктор геол.-минерал. наук, действительный член РАН, директор Ин-та геологии и геохимии УрО РАН В.А. Коротеев; доктор геол.-минерал. наук, профессор Томского госуниверситета, заведующий кафедрой петрографии, действительный член МАН ВШ А.И. Гончаренко; доктор геол.-минерал. наук, профессор Томского госуниверситета, заведующий кафедрой динамической геологии, действительный член МАН ВШ В.П. Парначев. В 1974 г. на кафедре петрографии под руководством профессора М.П.Кортусова подготовил и успешно защитил кандидатскую диссертацию В.П. Орлов, министр природных ресурсов России.

С 1996 года кафедрой петрографии заведует доцент А.И.Чернышов. В настоящее время кафедра состоит из 13 человек, из них доценты А.И.Чернышов, Н.И.Кузоватов, В.Н.Сергеев, Ю.В.Уткин, И.Ф.Гертнер, ассистент О.В.Бетхер, техник Т.Ф.Наумова, старший лаборант Т.А.Унашева, аспиранты П.А.Тишин, Т.С.Краснова, Л.А.Краснощекова, Г.Г.Кравченко. В составе кафедры находятся научно-исследовательская лаборатория структурной петрологии и минерагении (НИЛ СПМ) (заведующий доц. И.Ф.Гертнер), шлифовальная мастерская (заведующий С.В.Кузьмин) и компьютерный кабинет (заведующий инж. И.Ю.Уткин).

Кафедра совместно с подчиненными подразделениями составляет единый учебно-научный комплекс, на базе которого осуществляется подготовка специалистов по многоуровневой системе: бакалавры (специализации: петрология, структурная петрология и литология), дипломированные специалисты - геологи, магистры (специализация: петроло-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тология), дипломированные специалисты - геологи, магистры (специализация: петрология). В связи с переходом на многоуровневую систему обучения на кафедре потребовалось совершенствование традиционных и введения новых методических подходов в преподавание дисциплин петрографического цикла. Подготовлены и внедрены новые спецкурсы, такие как "Структурная петрология", "Петроструктурный анализ", "Седиментология", "Петрология вулканитов" и др. Лабораторные занятия по курсам "Петрохимия", "Методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых", "Микроструктурный анализ" выполняются с использованием персональных компьютеров. Студенты кафедры принимают участие в международных, российских, региональных и областных конференциях с получением дипломов, призов и публикацией научных трудов (Тишин П.А., Краснова Т.С., Туманцев В.В., Турова А.Б., Краснощекова Л.А.).

Под руководством доцента А.И.Чернышова ассистентом кафедры О.В.Бетхер защищена кандидатская диссертация, а в ближайшей перспективе планируется защита кандидатских диссертаций еще двух его аспирантов. Доцентом Ю.В.Уткиным осуществляется руководство двумя аспирантами очного обучения.

Сотрудники кафедры принимают активное участие в научной деятельности по следующим основным направлениям:

Петрология и петроструктурная эволюция вещества верхней мантии (руководитель доц. А.И.Чернышов). Направление сложилось более 30 лет назад под руководством академика МАН ВШ, профессора А.И.Гончаренко. Исследования посвящены изучению ультрамафитов и мафитов в офиолитовых, щелочно-ультраосновных и расслоенных мафит-ультрамафитовых ассоциациях Сибири и сопредельных регионов Урала, Центрального Казахстана, Байкало-Витимской горной области, Алдана. Работа над этой проблемой потребовала объединения усилий коллектива кафедры и НИЛ СПМ с учеными Сибирского физико-технического института (по проекту РФФИ), с целью генетической типизации деформационных микроструктур ультрамафитов и создания петролого-физической модели эволюции вещества верхней мантии. С практической точки зрения, результаты исследований позволяют идентифицировать потенциально рудоносные структуры в ультрамафитах. В этом научном направлении работают доценты И.Ф.Гертнер, Ю.В.Уткин, ассистент О.В.Бетхер, аспиранты Т.С.Краснова и П.А.Тишин. В рамках этой проблемы сотрудники кафедры активно сотрудничают с учеными ГИНа РАН (г.Москва), ОИГГиМ СО РАН (г.Новосибирск), ИГиГ УрО РАН (г.Екатеринбург).

Магматизм фундамента юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (руководитель - доцент Н.И.Кузоватов). Исследования ведутся в нефтегазоносных районах Томской области с целью проведения формационного анализа магматических пород.

Онтогения, анатомия и гистология минеральных индивидов и агрегатов (руководитель - доцент В.Н. Сергеев). Исследование минералов (магнетит, пирит, циркон) и минеральных образований на различных уровнях организации кристаллического вещества позволило получить обширную генетическую информацию и выдвинуть концепцию нового фундаментального направления - "минероники".

Литология нефтегазоносных отложений (руководитель - доцент Ю.В.Уткин). Научное направление развивают ассистент О.В.Бетхер, аспиранты Л.А.Краснощекова, Г.Г.Кравченко.

Магматизм повышенной щелочности и редкоземельное оруденение складчатых областей (руководитель - доцент И.Ф. Гертнер). В направлении активно работает науч.сотр. НИЛ СПМ В.В.Врублевский.

Сотрудниками кафедры и НИЛ СПМ за последние пять лет защищено пять кандидатских диссертаций, опубликовано три монографии, два тематических сборника. Они принимают активное участие в международных, российских и региональных конференциях. За научные достижения избран действительным членом МАН ВШ профессор А.И. Гончаренко и получили Государственную стипендию "Выдающийся ученый России" профессор А.И. Гончаренко и доцент А.И. Чернышов. Коллектив кафедры выиграл грант

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

РФФИ под руководством профессора А.И. Гончаренко и доцента А.И. Чернышова. По заказу Томского геологического комитета выполняются работы по изучению петрографии и металлогении интрузивных образований Томского района (кафедра петрографии совместно с Томским Политехническим Университетом). Выполняется хоздоговор с ГГП "Новосибирскгеология" совместно с кафедрой динамической геологии ТГУ по теме "Магматизм и геодинамическое развитие северо-западной части Алтае-Саянской области в палеозое". Установлены контакты с сотрудниками СПГГУ и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Рамонского научного центра университета Бен-Гурион (Израиль) и Департамента геологии Университета Саламанка (Испания), с которыми проводятся совместные полевые работы по оценке золотоносности тектоно-магматических комплексов Тянь-Шаня.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Геохимия, минералогия и металлогения

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

МИНЕРАЛОГИЯ И ТЕХНОЛОГИЯ ОБОГАЩЕНИЯ РУДЫ ВАСИЛЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Н.К. Алгебраистова, Л.П. Костененко, Е.К. Коляго, Е.А. Алексеева,
С.М. Потылицын, А.М. Сазонов
Государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск

Изучение минерального состава пробы руды Васильевского месторождения показало, что основным ценным компонентом в ней является золото (~ 6.9 г/т). Золото представлено в двух гранулометрических фракциях и соответственно двух парагенетических ассоциациях. Наряду с дисперсным металлом, генетически связанным преимущественно с арсенопиритом, в руде присутствуют относительно крупные золотины, размер которых колеблется в пределах 0.06-0.6 мм. Фазовым анализом установлено, что золото в основном ассоциировано с сульфидами -67.49 %, самородного (свободного) - 32.6 %.

Основным нерудным минералом в руде является кварц (69.4 %). Суммарное содержание серицита, мусковита и гидрослюды - 15.8 %. Рудные минералы представлены сульфидами. Массовая доля их 1-1.5 %, в том числе пирит, арсенопирит, сфалерит содержатся по 0.25-0.3 %, в меньших количествах присутствуют галенит, блеклая руда, халькопирит.

В процессе исследований были реализованы стадиальные схемы обогащения с использованием различных гравитационных аппаратов. Крупность измельчения по стадиям соответствовала содержанию класса -0.074 мм 60 и 90%.

Показана высокая эффективность обогащения на гравитационных аппаратах. Так, концентрационным столом в основных операциях извлекается по стадиям 81.3 % и 9.7 % золота в концентраты с содержанием 40.65 г/т и 16.15 г/т. На концентраторе Кнельсона эти цифры выше и соответствуют 91.3 %, 6.2 %, 99.9 г/т и 8.73 г/т.

Выявлено, что перечистную операцию чернового гравитационного концентрата эффективнее проводить на концентраторе Кнельсона. Он обеспечивает большую степень концентрации в сравнении с концентрационным столом (43.7 против 8.6) и большее извлечение металла в тяжелую фракцию (96 % против 94 % от операции).

Определено, что контрольная операция, реализуемая на концентраторе Кнельсона, позволяет из хвостов концентрационного стола извлечь ≈2 % металла с содержанием ~ 10.9 г/т золота.

Предложены два варианта установки концентраторов Кнельсона в схемы обогащения. Первый вариант обеспечивает доизвлечение в концентрат золота на 2.2 % с содержанием 10.9 г/т, обладает высокой степенью надежности, т.к. все проектные проработки не изменяет. Аппарат устанавливается для доизвлечения металла из хвостов отсадочной машины (после второй стадии измельчения). Второй вариант предполагает частичное изменение топологии проектной схемы, замену отсадочных машин и концентрационных столов на концентраторы Кнельсона. Этот вариант позволяет увеличить в сравнении с проектным извлечение металла в тяжелую фракцию на 5 %, получить отвальные хвосты, обеспечивает высокую степень концентрации металла.

Анализ хвостов, полученных по различным вариантам схем, показал, что распределение металла в них по классам крупности пропорционально выходам. Содержание металла в хвостах значительно ниже в сравнении с результатами исследований, проведенных на других пробах руды. Хвосты, полученные по схеме, реализуемой на концентраторах Кнельсона, являются отвальными, они содержат 0.2-0.3 г/т золота. Таким образом, отпадает необходимость в цикле флотационного обогащения, который предусмотрен проектом для доизвлечения металла из хвостов гравитации.

Минералогический анализ гравитационного концентрата выявил, что самородное золото находится в виде свободных выделений различной формы и в срастаниях с арсе-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

нопиритом, реже пиритом. Размеры свободных выделений составляют десятки и сотни микрон, преобладающие размеры золота в сульфидах - десятки микрон. Рудные минералы наблюдаются в виде свободных кристаллов и в срастании с нерудными. Помимо золота в концентрате из драгоценных металлов содержатся серебро - 140 г/т и металлы платиновой группы - 20.7 г/т. Из вредных примесей - мышьяк (2.5 %) и сурьма (0.25 %).

Принимая во внимание высокие степени концентрации, которые обеспечивает концентратор Кнельсона, а также требования, которые предъявляет в настоящее время АО "Красцветмет" к золотосодержащим рудным концентратам, можно утверждать, что двухстадиальная схема обогащения с двумя перечистными операциями обеспечит получение концентратов, пригодных к аффинажу.

Все вышеуказанные исследования выполнены в лабораторных условиях *с* использованием 3-дюймового аппарата на руде с вещественным составом, отличным от состава пробы, с которой работал институт Казмеханобр. Для уточнения технологических параметров обогащения целесообразно провести укрупненные испытания на представительной пробе массой 2-3 т с использованием 7.5-дюймового концентратора Кнельсона.

ПЕРСПЕКТИВЫ НАРАЩИВАНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ГОРНОЙ ШОРИИ ПО ЗОЛОТУ В СВЯЗИ С КОРАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ

А.В. Алямкин, В.М. Шкарбань, Т.А. Алямкина
Шалымская геологоразведочная экспедиция, г. Таштагол

Территория Горной Шории является одним из старейших золоторудных районов Западной Сибири. С конца 19-го века он находится в сфере активной деятельности Алтайского приискового управления (АПУ), в силу исторически сложившихся обстоятельств имеющего строго специализированный уклон золотодобычи, основой которой являлись высокопродуктивные аллювиальные долинные россыпные месторождения, на данный момент в основном отработанные или существенно истощенные. В соответствии с этим поисковые и поисково-разведочные работы до настоящего времени были подчинены задаче обеспечения и дальнейшего расширения сырьевой базы россыпной золотодобычи и, естественно, многие перспективные участки, целые узлы и зоны оказались слабо изученными на рудное золото и другие – нетрадиционные для золотодобывающей промышленности Горной Шории – типы золотооруденения, в связи с чем обеспеченность АПУ промышленными запасами рудного золота в районе также крайне низка.

Исходя из изложенного, одной из самых актуальных задач по наращиванию сырьевой базы Горной Шории с ее хорошо развитой горнорудной и золотодобывающей промышленностью является резкое увеличение объемов геологоразведочных работ на поиски промышленных объектов рудного золота различных геолого-промышленных типов, имея в виду, что для района установлены все основные факторы контроля золотого оруденения (формационные, литолого-стратиграфические, магматические и тектонические) и нетрадиционных для района генетических типов – в связи с корами выветривания и продуктами их ближнего переотложения, широко распространенных в виде реликтов в пределах выделенной территории и являющихся промежуточными коллекторами золота между коренными и россыпными объектами золоторудных концентраций. Оценки территории на россыпное золото в связи с данными образованиями не проводилось, хотя вполне очевидно, что они не только самостоятельно перспективны на золото, но и являются носителями недостающей части информации, необходимой для достоверной оценки как площади, так и ее отдельных участков на рудное и россыпное золото.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

На основании анализа материалов предшествующих работ по площади и опубликованной литературы по сопредельным районам Алтае-Саянской складчатой области и всего юга Западной Сибири выделен ряд прямых и косвенных признаков, позволяющих интерпретировать многочисленные известные объекты – рудопроявления и месторождения россыпного золота, относимые ранее к «типичным аллювиальным террасам высоких уровней», как «образования коры выветривания и продукты ее переотложения». К ним относятся:

- частые наблюдения при отработке россыпей золота, подтверждающие распространение «головы» россыпи на водораздел и практически переходящей в кору выветривания или карст (Баракинский, Пыхтунский участки и др.);

- состав материала «высоких террас» и строение разреза их рыхлых отложений характерны для образований коры выветривания, т.е. они являются фактически частично перемытой корой выветривания: грубо переслаивающиеся пачки пестрых (бурых, красных, белых, желтых и т.д.) глин и несортированных валунно-щебенисто-песчано-глинистых образований с неокатанными обломками выветрелых пород и минералов, устойчивых при корообразовательном процессе – кварц, кварцит, железо-марганцевые руды, бурые железняки и др. (Габовская и Таензинская террасы);

- частая приуроченность россыпных месторождений и шлиховых ореолов (потоков) золота к зонам окисления («железным шляпам») коренных месторождений и рудопроявлений железа, полиметаллов и других полезных ископаемых, зачастую с незначительными содержаниями рассеянного или вкрапленного (самородного) золота (Коуринское полиметаллическое рудопроявление, Сухаринское железорудное месторождение и др.); частая встречаемость весового золота в протолочках бурых железняков из золотоносных россыпей;

- наличие россыпей золота, зачастую вне прямой связи с коренным источником золота, формирование которых возможно лишь в процессе корообразования за счет слабозолотоносных пород фундамента (россыпные месторождения р.р.Александровки и Ляпинки);

- наличие крупных самородков золота, знаков неокатанного золота и золота в «рубашке» из гидроокислов железа и марганца, подтверждающих отсутствие значительной (по времени и расстоянию) их транспортировки относительно коренного источника;

- присутствие в россыпи морфогенетических типов самородного золота («губчатое», «горчичное» и др.), обычно не сохраняющихся в аллювиальном процессе, т.е. при его флювиальной транспортировке (Таензинская терраса и др);

- отсутствие закономерной изменчивости литолого-текстурных и фациальных особенностей рыхлых образований «высоких террас» в продольном и поперечном профиле, характерных для типичных аллювиальных отложений современных и древних речных долин (слоистости; минералогической, механической и гравитационной дифференциации рыхлого материала по гранулометрическим классам и золота по гидравлической крупности; существенной степени обработанности (окатанности) обломочного материала и др.);

- характер залегания «песков» золотоносной россыпи и морфология плотика отвечают строению карстовых отложений, залегающих на карбонатном плотике (Сюрь-Сынзасский участок и др.);

- установленные в последнее время россыпепроявления золота, шлиховые и литохимические ореолы золота в связи с образованиями кор выветривания различных генетических типов, относимых ранее к «типичным аллювиальным террасам высоких уровней»: с элювиальными in situ образованиями – кварц-лимонитовые «сухари» – кэппинги (Сухаринское железорудное поле); с карстовыми отложениями (Кара-Кичинская линейно-карстовая зона, Сюрь-Сынзасский участок); с рыхлыми образованиями, возникшими in situ в результате контактового гипергенеза (Солдаткинский участок); с продуктами коры выветривания ближнего переотложения (Майско-Семеновский участок).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

На основании изложенных фактов очевидно, что необходим критический анализ известных россыпепроявлений и месторождений золота в пределах известных золоторудных узлов и зон в плане правомерности отнесения их к типичным аллювиальным образованиям. В связи с этим видится необходимость переоценки на россыпное золото с учетом выработанных поисковых критериев образований кор выветривания всех установленных генетических типов. Предлагаемый анализ предусматривает, в частности, выявление новых локальных золоторудных объектов и общую перспективную оценку всей площади на рудное золото и золотооруденение новых нетрадиционных типов.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Ю.С. Ананьев
Томский политехнический университет, г. Томск

Зайсанская складчатая система расположена между каледонидами Горного Алтая на северо-востоке и Чингиз-Тарбагатая на юго-западе и была сформирована в результате герцинского цикла тектогенеза на гетерогенном основании. Золотоносный регион относится к центральной части Зайсанской складчатой области и с северо-востока ограничен Иртышской зоной смятия, а с юго-запада - Калба-Чингизским разломом. Гетерогенность догерцинского складчатого основания обусловила линейно-блоковое строение региона, в котором выделяются геологические структуры I порядка: Чарско-Горностаевское поднятие (офиолитовый пояс), Калбинский и Жарминский прогибы, наложенные структуры II порядка: Жанан-Каскабулакский, Сарджальско-Даубайский и Мукурский прогибы.

В геологическом строении района принимают участие стратифицированные терригенно-вулканогенные образования карбона, прорванные редкими штоками и дайками кунушского габбро-плагиогранитного комплекса.

Наиболее типичной продуктивной минерализацией в регионе является прожилково-вкрапленная золото-углеродисто-сульфидная, приуроченная к дислоцированным и лиственитизированным породам. Продуктивная минерализация здесь представлена пиритом, арсенопиритом, пирротином, серицитом, карбонатами, кварцем. В последнее время в золотых рудах установлены повышенные, вплоть до промышленных, концентрации металлов платиновой группы.

Углеродистые породы рудовмещающего комплекса представлены отложениями калбинской и буконьской свит.

Среди пород калбинской свиты преобладают песчаники и алевролиты. Структуры песчаников разнозернистые, по составу близки к аркозам. Количество цемента обычно не превышает 20 % от объема породы. Алевролиты обычно проявляют слоистую текстуру. По составу алевролиты близки к песчаникам. Количество цемента в алевролитах нередко превышает 50 %.

Метаморфические преобразования пород калбинской свиты заключаются в образовании микростилолитовых швов, заполненных углеродистым веществом, инкорпорационных контактов зерен, структур растворения под давлением. Вторичными минералами замещения являются альбит, хлорит, халцедон, серицит. Вторичными минералами выполнения порового пространства - кварц, пирит, гидрослюды, хлорит, альбит, эпидот.

Среди пород буконьской свиты наиболее распространены конгломераты, песчаники, алевролиты. Конгломераты проявляют однородную, не слоистую текстуры, неравномерно-обломочные структуры. Галька средней и хорошей окатанности, по составу - полимиктовая. Количество цемента достигает 60 %. Структуры цемента - поровый, базальный.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Песчаники имеют неявно слоистую, реже однородную текстуры. По составу полимиктовые, нередко вулканомиктовые. Количество цемента не превышает 15 %. Алевролиты проявляют слоистую текстуру, часто неравномерно-обломочные структуры. По составу близки к полимиктовым. Количество цемента достигает 40 %.

Метаморфизм пород буконьской свиты заключается в образовании микростилолитовых швов, инкорпорационных контактов зерен, «бородатых» зерен кварца. Вторичными минералами замещения являются хлорит, гидрослюды, халцедон, альбит, эпидот, пумпеллиит, вторичными минералами выполнения порового пространства служат кварц, карбонат, хлорит, халцедон, гидрослюды, альбит, мусковит, эпидот, цоизит, клиноцоизит.

В целом, оценивая метаморфические преобразования пород калбинской и буконьской свит, можно сделать вывод о том, что отложения этих свит находятся на стадии метагенеза (по Н.В. Логвиненко, 1987).

Метасоматические образования центральной части Зайсанской складчатой системы на основании минералогических особенностей и характера проявления можно объединить в 4 формации: 1 - альбит-амфиболовые метасоматиты (метадиориты), 2 - кварц-полевошпатовые (щелочные) метасоматиты, 3 - пропилиты, 4 - лиственито-березиты.

Образование метадиоритов обусловлено воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы. Внешне метадиориты имеют некоторые черты сходства с нормальными магматическими диоритами, но существенно отличаются от последних характером проявления, микроструктурами и составом слагающих их минералов.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты проявляются в апикальных частях интрузивов кунушского комплекса и, как правило, не выходят за пределы магматических тел. Этот автометасоматический процесс выражается в образовании калий-натриевых полевых шпатов и кварца с проявлением характерных пегматоидных кварц-альбитовых образований.

Наиболее типичные пропилиты в регионе возникали вокруг эпидот-микроклин-кварцевого прожилкования в вулканогенно-осадочных породах карбона. Во внутренних зонах таких пропилитов полностью отсутствуют первичные хлориты и темноцветы и преобладают железистый эпидот - пистацит. Плагиоклазы полностью изменены вплоть до кварц-альбитового агрегата.

Лиственито-березиты сопровождают жильные, штокверковые и прожилково-вкрапленные руды, а также образуют самостоятельные линзообразные и жилоподобные тела. Они представлены или бескварцевыми, существенно карбонатными породами (лиственитами) с зеленой слюдкой, или серицит-карбонат-кварцевыми агрегатами (березитами).

Геохимическими исследованиями выявлено различное поведение элементов-спутников при формировании комплексных благороднометалльных месторождений. Методом главных компонент установлено зональное строение геохимического ореола. Нами обнаружено, что рудная зона представлена двумя комплексами элементов - As- Ag-W (сопровождает золоторудную минерализацию) и Cu-Co (сопровождает платиноидные проявления), зона транзита фиксируется по комплексу Li-Sn, а фронтальная зона - Mo. Мощность рудных зон колеблется в достаточно широких пределах - от первых метров до нескольких десятков метров в поперечнике; мощность зоны транзита, как правило, составляет десятки и первые сотни метров, а мощность фронтальной зоны не превосходит первую сотню метров.

Таким образом, проведенными исследованиями установлено, что благороднометалльное оруденение локализуется в черносланцевых толщах карбона, метаморфизованных до стадии метагенеза, сопровождается альбит-амфиболовыми, кварц-полевошпатовыми метасоматитами, пропилитами и березитами, закономерно располагается в геохимических полях.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ЗОНАЛЬНОСТЬ КАЛГУТИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.Ю.Анникова
СНИИГГиМС, г.Новосибирск

Калгутинский редкометалльный дайковый пояс располагается в пределах Калгутинского рудного узла в юго-восточной части Горного Алтая на водоразделе рек Джумалы, Калгуты, Аргамжи и Ак-Кола вблизи границы республик Горного Алтая, Казахстана, Монголии и Китая. Вмещающими породами являются полихронные образования вулканоплутонической ассоциации, включающей вулканогенные породы аксайской свиты D_2 и Калгутинский гранитный массив $T_3 - J_1$.

Калгутинский дайковый пояс характеризуется двойственной тектонической природой: с одной стороны, он является отчетливо дискордантным, рассекая краевую часть одноименного гранитного массива и его зоны ближнего и дальнего экзоконтакта, а с другой - подчеркивает элементы внутреннего строения массива и полностью соответствует направленности одной из систем эндокинетической трещиноватости гранитов. Такая же двойственная тектоническая позиция отличает и редкометалльно-молибденовольфрамовое оруденение, во многом подчеркивая их структурное и генетическое единство.

Калгутинский редкометалльный дайковый пояс имеет линзовидную форму с размерами 9 – 10 км. Примерно половина его площади перекрыта современными ледниковыми и аллювиальными отложениями, однако элементы зональности проявлены достаточно отчетливо. По морфологии и количеству даек, а также по петрогеохимическим характеристикам дайковых пород особенно отличаются центральные и периферийные части пояса. В составе пояса абсолютно преобладают мелкопорфировидные апатитсодержашие эльваны и онгониты с размерами вкрапленников до 2-3 мм в длину, слагающие около 100 даек. Крупнопорфировидные апатитсодержащие эльваны и онгониты локализованы главным образом в юго-западной периферии центральной части в виде узкой линейновытянутой ветви, автономной по отношению к главной полосе развития даек.

В составе периферийных частей пояса преобладают сравнительно редкие (1-3 дайки на 1 км) короткие (первые десятки метров) и маломощные (судя по свалам, не более 1 м) тела обычно с северо-восточным простиранием. Помимо даек мелкопорфировидных эльванов, отличающихся очень низкой степенью раскристаллизации и содержанием 5-7% вкрапленников кварца и полевых шпатов, на локальных участках встречаются тела среднедевонских субвулканических альбитизированных порфиров и кварцевых порфиров, имеющих внешнее сходство с эльванами.

Главные особенности проявления зональности Калгутинского дайкового пояса заключаются в том, что по направлению к центральной части:

1) резко возрастает интенсивность промышленного редкометалльно-молибденовольфрамового оруденения, проявления магматизма дайковой фазы, появляются ультраредкометалльные разновидности мелко- и крупнопорфировых онгонитов и эльванов; *2)* резко увеличивается количество даек редкометалльных пород, возрастают мощности даек, появляются относительно мощные и протяженные «стержневые» дайки, пространственно совпадают различные этапы магматизма и промышленного молибдено-вольфрамового оруденения, создавая крайне сложную картину расшифровки их возрастной последовательности;

3) как в поперечном и продольном геохимических профилях всего дайкового пояса, так и отдельных тел крупнопорфировых эльванов и их ультраредкометалльных разновидностей наблюдается возрастание уровней концентрации характерной для онгонитов группы элементов - F, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, а также Mo, Bi и W.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ УГЛЕЙ КУЗБАССА

С.И. Арбузов, В.В.Ершов, А.А.Поцелуев, Е.Г.Вертман, А.Ф.Судыко
Томский политехнический университет, г. Томск

Проблема золотоносности углей обсуждается с конца прошлого века. Однако, как заметил в 1985 г. Я.Э.Юдович, "геохимия золота в углях еще не существует"[3]. Главной причиной этому было отсутствие относительно дешевых экспрессных методов анализа, позволяющих определять золото с чувствительностью $n\times10^{-7}$-10^{-8}%. В настоящее время появился ряд аналитических методов, удовлетворяющих этим требованиям, в связи с чем начался период активного накопления данных по золотоносности углей.

Информация по содержанию золота в углях Кузбасса весьма ограничена.

Впервые мысль о возможной промышленной золотоносности Кузнецких углей была высказана К.А. Кулибиным в статье, опубликованной в 1908г в "Вестнике золотопромышленности". Идея основывалась на факте обнаружения промышленных содержаний золота в углях шт. Вайоминг и Будвейса (Богемия) и на общих геологических соображениях, среди которых отмечалась высокая степень золотоносности складчатого обрамления бассейна. В качестве наиболее перспективных для изучения он рекомендовал Бачатское месторождение и Кольчугинскую каменноугольную копь. Дальнейшего развития его предложения не получили и исследования золотоносности углей Кузбасса если и проводились, то в очень ограниченном объеме и только на отдельных объектах.

Нами был проведен комплекс исследований по оценке уровней накопления элементов-примесей в углях Кузнецкого бассейна. В процессе выполнения работ было изучено свыше 1500 проб угля и углевмещающих пород. В качестве основного аналитического метода был использован инструментальный нейтронно-активационный анализ, выполненный в ядерно-геохимической лаборатории Томского политехнического университета.

По предварительным данным среднее содержание золота в углях Кузбасса находится в интервале от 3 до 10мг/т. Более точная оценка на основании имеющихся материалов невозможна из-за ограниченной чувствительности применяемого метода анализа. Но даже самые приблизительные расчеты показывают, что для Кузбасса среднее содержание золота составляет не менее 3 мг/т угля.

В Кузбассе имелись все предпосылки для биогенного, сорбционного и кластогенного накопления золота в углях. Горно-складчатое обрамление, особенно его восточная, южная и, в меньшей степени, юго-западная части характеризуются золото-редкометалльной и золото - полиметаллической специализацией. Здесь известны многочисленные эндогенные проявления и месторождения золота, разрабатываются современные и древние россыпи. Учитывая, что в карбон-пермское время основными областями питания древних болот Кузнецкого бассейна угленакопления были Кузнецкий Алатау, Горная Шория и Салаир [1], можно предположить, что наибольшая золотоносность характерна для углей восточной и южной его частей. Восточная часть бассейна экономически освоена слабо, в связи с чем изучение элементов-примесей в углях здесь не проводилось. Повышенная золотоносность юга Кузбасса подтверждается настоящими исследованиями.

Аномально высокие концентрации золота установлены на ряде угледобывающих предприятий южной и юго-западной части Кузнецкого бассейна. В отдельных пробах угля содержится до 0,7 – 1,2 г/т Au, что в пересчете на золу составляет 3 - 5 г/т.

Изучение распределения золота по латерали показало, что его повышенные содержания характерны преимущественно для южной части бассейна. Те же самые угольные пласты и угленосные свиты, опробованные в северной части Кузбасса, повышенных концентраций золота не несут.

В разрезе угленосных отложений распределение золота также неравномерно. Как правило, повышенная золотоносность характерна для угольных пластов балахонской се-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

рии. В пластах кольчугинской серии аномальных содержаний золота не установлено. За исключением одного случая, когда при опробовании размытой прикровельной части угольного пласта была отобрана проба, после озоления которой и простейшего обогащения был получен концентрат с содержанием 100 г/т золота.

Причины накопления аномальных концентраций золота в углях разнообразны. Наиболее высокие содержания, достигающие в золе угля нескольких г/т Au, обычно объясняются их гидротермальной природой [4, 5]. В местах размыва пластов высокие концентрации золота могут иметь кластогенную природу. Вместе с тем, не исключается и его биогенное накопление. Золото является микрокомпонентом многих растений и логично заключить, что некоторая часть его аккумулировалась прямо из растительного вещества. Особенно это вероятно в золотоносных районах. Исследования С.М. Манской и др. [2] показывают, что растения способны накапливать в процессе своей жизнедеятельности значительные количества благородных металлов. Так, в золе хвоща Equisetum arvens и E. Palustre, растущего в районе золоторудных месторождений, содержится до 610 г/т Au. По данным Р.В. Бойля [4] в золе кустарников содержится до 600 г/т золота, деревьев - до10 г/т, травянистых растений - 8,6 г/т.

Вполне реальна и сорбционная природа накопления золота в углях. Хорошая сорбируемость его на угле давно известна. Известно также, что золото способно образовывать очень прочные гуматные комплексы, что позволяет ему мигрировать и в восстановительных средах. Гуминовые вещества способны извлекать золото из породы и транспортировать его на значительные расстояния в места рудоотложения.

Что касается форм нахождения золота в угле, то они изучены недостаточно. Для изучения форм нахождения золота в кузнецких углях, особенно в случаях его аномальных накоплений, необходимы специализированные исследования. Однако уже сейчас на основании косвенных признаков можно предположить, что ведущую роль здесь играет золото органическое, представленное органо-минеральными комплексами и адсорбированным веществом. Об этом свидетельствуют, например, факты потерь большей части металла в процессе лабораторного озоления угля. Отсутствует корреляция между содержанием золота и зольностью угля. В ряде случаев наиболее золотоносны угли с наименьшей зольностью, а содержание металла в пересчете на золу часто оказывается в несколько раз выше его кларка в осадочных породах.

Какая-то часть золота преимущественно гидротермальной природы, вероятно в самородной форме, сконцентрирована в новообразованных сульфидах и кварце.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в Кузнецком бассейне есть все признаки накопления в углях значительных, возможно даже промышленно значимых, концентраций золота. Наиболее перспективными для выявления промышленной золотоносности являются восточные, южные и юго-западные части бассейна.

Литература

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. – Л.: Недра, 1988. – 300 с.
2. Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. - М.:Наука, 1964.- 315 с.
3. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. – Л.: Наука, 1985. - 239 с.
4. Boyle R.W. The Geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element).// US Geological Survey Bulletin 280. Canada, Ottawa, 1979. - 583p.
5. Rod G., David R. Colloform gold in coal from Southern Wales.// Geology - 22 -N1-1994. - P.35 - 38.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ КАЧЕСТВОМ КИРПИЧНОГО, КЕРАМЗИТОВОГО СЫРЬЯ И ГОТОВОЙ ПРОДУКЦИИ

А. А. Ахунова, Т. Г. Егорова
Комитет природных ресурсов по Томской области, ДП ТО СНИИГГиМС

Развитие строительной индустрии в первую очередь ставит перед собой задачу - улучшение качества выпускаемой продукции. В настоящее время предприятия Томской области выпускают, в основном, кирпич марки 75 - 100, хотя по данным лабораторных и технологических исследований можно получить кирпич более высоких марок.

Поэтому установление зависимости между качеством кирпичного, керамзитового сырья Томской области и готовой продукцией является важной задачей в настоящее время. С этой целью необходим анализ имеющегося материала, более детальное изучение химического, минералогического и гранулометрического состава глин, определение физико-механических свойств, проведение испытаний готовой продукции.

На территории Томской области геологоразведочные работы на глины проводит Нерудная партия ТГРЭ ОАО "Томскнефтегазгеология". На протяжении значительного времени Томское отделение СНИИГГиМС проводило исследования в области прогноза и изучения качества глинистого сырья.

Обобщив данные по месторождениям, приходим к выводу, что легкоплавкие глины, пригодные для производства кирпича, керамзита и др. продукции, формировались в четвертичное время и приурочены, в основном, к покровным и террасовым отложениям, широко развитым в пределах Томской области. Месторождения сосредоточены в основном в юго-восточной зоне области в пределах наиболее экономически развитых районов. В центральных и в северных районах большинство месторождений суглинков приурочено к левобережью р.Обь.

Покровные отложения развиты на породах смирновской, федосовской, тайгинской, сузгунской свит (толщ). В литологическом отношении они представляют собой светло-бурые, желто-бурые, бурые, плотные, пластичные, иногда пылеватые и лессовидные суглинки.

Полезная толща месторождений террасового комплекса представлена также суглинками желто-бурыми, серо-бурыми, темно-серыми, синевато-серыми плотными пластичными. Суглинки всех месторождений залегают близко к дневной поверхности и являются доступными для открытой механизированной разработки.

Исследование гранулометрического состава суглинков показало, что содержание песчаных фракций (1-0,05 мм) находится в основном в пределах 0,3-30 %, т.е. не превышает допустимых норм. Однако есть ряд месторождений, где песчаная фракция составляет довольно высокий процент. Например, на Парабельском - 15-55 %, Новоюгинском - 10-38 %, Тогурском - 8-54 %, Декабрьском - 14-55 %. Содержание пылеватых частиц (фракция 0,05-0,005 мм) от 4 до 31 %. Таким образом, в зависимости от содержания тонкодисперсных фракций глинистое сырье относится к низкодисперсному, иногда грубодисперсному.

По данным химических анализов суглинки месторождений содержат от 60 до 73 % кремнезема (SiO_2), количество глинозема (Al_2O_3) обычно колеблется от 11 до 15,5 %. По содержанию глинозема суглинки относятся к полукислым и кислым породам, а по содержанию красящих оксидов (Fe_2O_3, TiO_2) относятся к группе с высоким содержанием этих компонентов.

В результате изучения минерального состава суглинков установлено, что суглинки разведанных месторождений относятся к гидрослюдисто-каолинитовой, гидрослюдистой группам. Данные минералогического анализа покровных суглинков можно привести по

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Восточному месторождению: легкая фракция представлена кварцем (0,4 - 0,8 %), слюдой (20,0 - 25,6 %), обломками горных пород. В состав тяжелой фракции входят рудные минералы, лейкоксен, гранаты, циркон, апатит, турмалин, эпидот, роговая обманка, рутил, анатаз, гидроксиды железа, ставролит, единичные зерна пироксена, дистена, андалузита.

Использование глинистых пород в промышленности определяется технологическими свойствами, такими, как пластичность, огнеупорность, спекаемость, а также набухание, усушка, усадка, адсорбционная способность, окраска, способность образовывать устойчивые суспензии с избытком воды, относительная химическая инертность.

По числу пластичности суглинки Томской области относятся к умереннопластичным (7-15) и среднепластичным (15-25) группам. По способности противостоять воздействию высоких температур без существенного размягчения и деформации, они относятся к легкоплавким с температурой плавления ниже 1350 ^{O}C. Например, огнеупорность суглинков Урманского месторождения соответствует 1200 – 1260 ^{O}C. Температура спекания рассматриваемых суглинков колеблется в пределах 1100 – 1200 ^{O}C, она может повыситься за счет высокого содержания кварца. Важное значение имеет величина температурного интервала от начала спекания до начала вспучивания и деформации. Для суглинков Томской области интервал спекания находится в пределах 60 – 150 ^{O}C, что дает возможность получать готовую продукцию с минимальным количеством брака. Для производства керамзита важное значение имеет вспучиваемость суглинков при термической обработке. Это свойство глинистых пород увеличиваться в обьеме при обжиге с образованием прочного материала ячеистого строения. Температура вспучивания суглинков колеблется в пределах 1150 – 1240 ^{O}C.

К настоящему времени накоплен геологический материал, проведены исследования по изучению вещественного состава глинистых пород, которые позволяют более детально изучить вопросы влияния минерального, химического, гранулометрического состава глин, суглинков Томской области на физико-механические и технологические свойства готовой продукции.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА ЗУН-ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (В.САЯН)

П.В. Бернатонис[1], С.К. Кныш[1], А.М. Сазонов[2]
[1] Томский политехнический университет, г. Томск
[2] Красноярская государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск

Зун-Холбинское золоторудное месторождение расположено в юго-восточной части Восточного Саяна и приурочено к северо-восточной периферической части Гарганской глыбы. В его геологическом строении принимают участие архей-нижнепротерозойские диафторированные плагиогнейсограниты (основание Гарганской глыбы), верхнепротерозойские песчано-сланцево-карбонатные и вулканогенные породы (чехол глыбы), позднеархейские дайки порфиритов барун-холбинского вулканоплутонического комплекса и раннепалеозойские гранитоиды сумсунурского интрузивного комплекса. Породы чехла выполняют Самарта-Холбинскую межкупольную синклинальную зону. Они представляют собой офиолитовый тектонический покров, вытянутый в северо-западном направлении на 30 км.

Месторождение приурочено к Холбинской зоне разломов северо-западного простирания, трассирующей осевую часть Самарта-Холбинской межкупольной синклинальной зоны. Структурный план месторождения определяется узким антиклинальным выступом пород основания и чехла Гарганской глыбы среди гранитоидов сумсунурского комплекса.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В осевой части и на крыльях этого выступа развиты три субвертикальные мощные (50-400 м) зоны рассланцевания протяженностью 7-8 км. Подавляющее большинство рудных тел локализовано в зоне рассланцевания, приуроченной к северо-восточному крылу антиклинального выступа.

На месторождении наблюдаются три основных морфологических типа рудных тел: 1) слоисто-полосчатые залежи в углеродисто-кремнистых, кремнистых и кремнисто-карбонатных сланцах; 2) метасоматические залежи массивных сульфидных руд и сопровождающие их жилы и минерализованные зоны в ближайшей экзо- и эндоконтактовой зоне сумсунурских гранитоидов; 3) кварцевые и кварцево-сульфидные жилы. В размещении рудных тел этих морфологических типов проявлена отчетливая зональность, выражающаяся в смене от поверхности на глубину типичных жил метасоматическими залежами и затем слоисто-полосчатыми рудами.

Основными рудными минералами являются пирит, реже галенит, сфалерит, халькопирит, еще реже арсенопирит, блеклые руды, бурнонит и др. Среди нерудных минералов преобладают кварц и карбонаты. Среднее количество сульфидов в рудах составляет 8-9%. Основными полезными компонентами руд являются золото и серебро. Золото мелкое, тонкодисперсное и пылевидное. В последние годы в промышленно интересных концентрациях в рудах выявлены платина и палладий. Золото, серебро, платина и палладий тесно связаны с сульфидами.

Генезис месторождения является предметом острых дискуссий. Первоначально развивалась точка зрения о гидротермальном его происхождении (Феофилактов Г.А., Чацкис И.Д. и др.). Наличие слоисто-полосчатых колчеданных залежей позволило ряду авторов (Ананин А.А., Левицкий В.В., Рощектаев П.А. и др.) высказать предположение о том, что руды месторождения являются продуктом регенерации слабо золотоносных колчеданных вулканогенно-осадочных образований. Некоторые исследователи (Красников В.И., Красникова Т.И. и др.) относят месторождение к вулканогенно-осадочному типу, обосновывая свои выводы слабым проявлением, а иногда и отсутствием, процессов регенерации колчеданных руд. В настоящее время большинство геологов (Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Миронов А.Г. и др.) считают оруденение полигенным и полихронным. При этом формирование слоисто-полосчатых руд связывается с вулканогенно-осадочным рудообразованием, а метасоматических залежей, кварцевых и кварцево-сульфидных жил - с метаморфическими и метасоматическими преобразованиями вулканогенно-осадочного рудного вещества под воздействием гранитоидов сумсунурского комплекса. В последние годы дискуссия о генезисе месторождения возобновилась в связи с обнаружением в рудах элементов платиновой группы. Одним из признаков, позволяющим судить о генезисе месторождений, являются типоморфные особенности кварца.

Кварц относится к основным нерудным минералам и представлен четырьмя генерациями. Кварц I генерации наблюдается в слоисто-полосчатых колчеданных рудах в виде глобулярных темно-серых халцедоновидных выделений размером до первых сантиметров, имеющих тонкозернистое строение и содержащих включения графита, реже пирита. На дислоцированных участках колчеданных залежей кварц I обычно перекристаллизован. Здесь он приобретает более крупнозернистое строение и обычно не содержит включений графита и пирита. Кварц II генерации отмечается в метасоматических сульфидных залежах. Он имеет темно-серый цвет и мелкозернистое строение. Кварц III генерации характерен для кварцевых и кварцево-сульфидных жил. Цвет его варьирует от темно-серого до белого. Осветленный кварц отмечается вдоль трещинок. Структура кварца III гетерогранобластовая, строение мелко-среднезернистое. Кварц IV генерации участвует в формировании пострудных кварцево-карбонатных прожилков. Окраска его обычно белая, реже серая и темно-серая. Строение кварца IV средне-крупнозернистое.

В кварце II, III и IV под микроскопом установлены многочисленные первичные и вторичные мелкие (0,003-0,01 мм) одно-двух- и трехфазовые вакуоли. Наибольшим распространением пользуются вторичные однофазовые (жидкие), реже двухфазовые (газово-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

жидкие) включения. Декрепитационная активность кварцев низкая (3-40 импульсов). Она обусловлена незначительным количеством относительно крупных вакуолей. Декрепитация кварцев наблюдается в следующих интервалах температур: кварц II - 150-350^{0}С, кварц III - 250-350^{0}С, кварц IV - 80-220^{0}С. Температуры гомогенизации первичных вакуолей обычно выше температур декрепитации: кварц II - 380-420^{0}С, кварц III - 200-320^{0}С, кварц IV -140-250^{0}С. Вторичные включения гомогенизируют при более низких температурах: кварц II - 90-323^{0}С, кварц III - 128-200^{0}С, кварц IV-130-200^{0}С. С глубиной в кварцах всех генераций наблюдается увеличение температур декрепитации и гомогенизации вакуолей.

Химический состав водных вытяжек из кварцев различных генераций имеет много общих черт. Среди анионов превалируют хлор - и гидрокарбонат - ионы. Катионный состав вытяжек характеризуется преобладанием натрия над калием и кальция над магнием.

Одновременно исследованные кварцы по химическому составу водных вытяжек в значительной степени отличаются друг от друга. Водные вытяжки из кварца I (вулканогенно-осадочные руды) гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные сложного катионного состава, чаще всего кальциево-натриевого, натриево-кальциевого и калиевого. Метаморфизованный кварц I имеет хлоридный тип водных вытяжек с пестрым катионным составом (натриевым, калиево-натриевым и кальциево-натриевым). В водных вытяжках из кварца II (метасоматические залежи) среди анионов возрастает роль гидрокарбонат-иона, а среди катионов - магния. Отличительной особенностью жильного кварца III является наличие в водных вытяжках из некоторых проб повышенных концентраций сульфат-иона.

Физико-химические параметры рудообразующих растворов закономерно изменяются с глубиной, что является отображением зонального расположения рудных тел различных морфогенетических типов. С глубиной увеличивается щелочность растворов, повышаются содержания гидрокарбонат-иона, хлора, калия, кальция и уменьшаются - сульфат-иона, натрия и магния.

Состав газов, выделившихся из кварцев при их нагревании до температуры 600^{0}С, прост. Самым распространенным газом является диоксид углерода. В незначительных количествах выявлены азот, метан, оксид углерода, ацетилен и тяжелые углеводороды. Содержания всех газов увеличиваются с глубиной. При этом ацетилен и тяжелые углеводороды обнаруживаются преимущественно в вулканогенно-осадочных рудах и отчасти в метасоматических сульфидных залежах. Этот факт можно объяснить, по-видимому, биохимическим происхождением органических газов и заимствованием их из вмещающих пород. Простейшие углеводороды и азот в восстановительной обстановке способны образовывать с благородными металлами элементоорганические соединения и участвовать в их переносе. Известно, например, достаточно много платиноорганических соединений, простейшим из которых является тетраметилплатина $(CH_3)_4Pt$.

Исследованные кварцы отличаются друг от друга и по термолюминесцентным свойствам. При естественной термолюминесценции (ЕТЛ) подавляющее большинство проанализированных кварцев не светится. Только у кварцев из вулканогенно-осадочных руд появляются наибольшие пики термолюминесценции в области температур 165-225^{0}С и 270-330^{0}С. Резкое снижение интенсивности ЕТЛ обычно наблюдается в зонах гидротермальной проработки. Интенсивное свечение всех типов кварца происходит при искусственной термолюминесценции (облучение образцов рентгеновскими лучами, а также прогрев и облучение).

Таким образом, типоморфные особенности кварца Зун-Холбинского месторождения подтверждают идею о полигенности и полихронности золотого оруденения. При этом источником элементов платиновой группы, также как и золота, являются, по-видимому, вулканогенно-осадочные руды.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

НЕТРАДИЦИОННЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

С.М. Борисов, В.С. Дубский, Е.Н.Трибунский, Г.Н. Шаров
«Южсибгеолком», г. Новокузнецк

В последние три десятилетия резко увеличился спрос на редкоземельные металлы (РЗМ). Их потребление резко растет при использовании в новых материалах. Наиболее высока конъюнктура на средние и тяжелые РЗМ, поскольку традиционные источники содержат легкие редкие земли.

Дефицит РЗМ повлек форсирование геологоразведочных работ, ведущихся, кроме прочих, на выявление новых типов месторождений, таких как: пегматитовые с ортитом, гидротермальные торий-иттриево-редкоземельные (Австралия, США).

Работы последнего времени выдвинули Мартайгинский рудный район Кузнецкого Алатау в разряд редкоземельнометалльных. Здесь найдено уникальное по содержаниям РЗМ Южно-Богатырское месторождение. Кроме него, оруденение сосредоточено в трех проявлениях - Бекетовском, Восточно-Бекетовском и Богатырском, объединяемых в рудный узел (рис.), расположенный в пределах Берикульской рудной зоны (БРЗ). Последняя протягивается в меридиональном направлении от Комсомольского рудника на севере через Берикульское, Новоберикульское, Гавриловское месторождения рудного золота до верховьев р. Мокрый Берикуль на юге, охватывал расстояние 40 км при ширине 6.0-8.0 км.

БРЗ приурочена к пространственно сопряженным среднекембрийским трахибазальтоидам берикульской свиты, дифференцированным субщелочным габброидам таскыльского, монцодиоритоидам малодудетского и прорывающим их раннедевонским интрузиям щелочных сиенитов карадатского комплексов.

Южно-Богатырское месторождение, расположенное в южной части БРЗ, залегает в оперяющих разломах Мокроберикульской зоны линеаризации. В структуре месторождения
участвуют три рудных тела, прослеженных по простиранию на 100-200 м и по падению до 50 м. Они локализованы в тектонизированных зонах субширотного и северо-западного направлений при пологом южном падении среди фельдшпатизированных лейкомонцогаббро и монцодиоритов малодудетского и генетически связаны с раннедевонскими щелочными сиенитами карадатского комплекса.

Руды, представленные меланоцерит-иттроортитовыми метасоматитами, имеют массивное, гнездовое и прожилково-вкрапленное сложение. Минералого-петрографическое и геохимическое изучение массивных руд показало, что они сложены до 96% иттроортитом - основным минералом-концентратором РЗМ. Испытаниями технологических проб установлена возможность их использования без дополнительного обогащения в гидрометаллургическом переделе для извлечения РЗМ, содержания которых составляют: La>0,97%, Ce>2.95%, Pr>1.10%, Nd-1.01%, Sm-0.05%, Eu-0.44%, Gd>1.28%, Ho-0.18%, Tb-0.53%, Dy-0.30%, Er-0.11%, Lu-2.05%, Yb>0.28%, Sm-1.05%, Tm-0.04°/o, Th-0.82%, Y-3.5% при среднем значении суммы РЗМ - 14.88%.

Месторождение, кроме того, что ассоциирует с еще не оцененными перспективными проявлениями и точками минерализации, расположено вблизи автомобильных и железной дорог в экономически освоенном районе.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

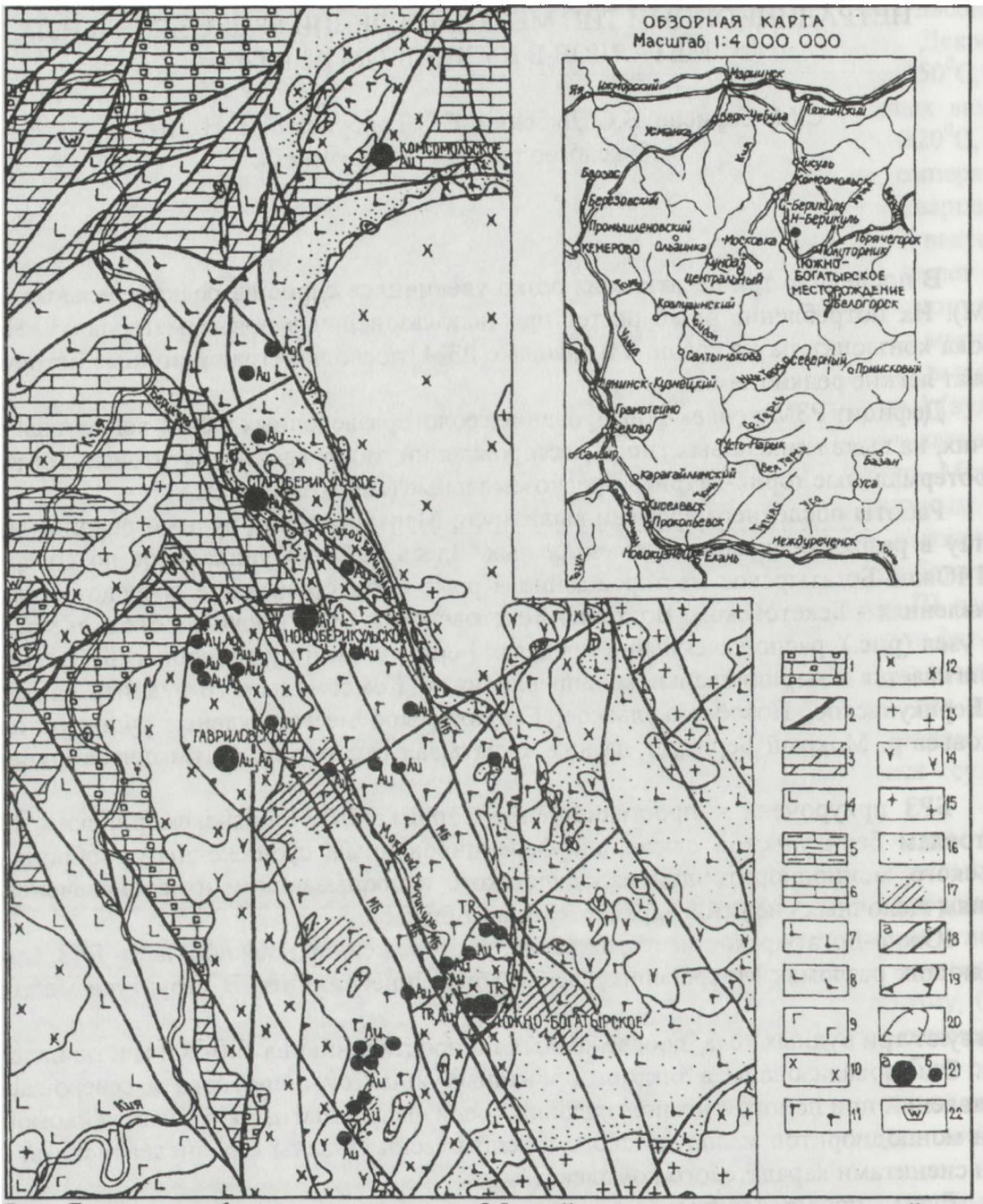


Рис. Структурно-формационная схема Мартайгинского золоторудного района с элементами металлогении (масштаб 1:200000).

1- прокопьевская и малорастайская свиты (R_3-V) - битуминозные известняки, микрокварциты, сланцы; 2- амарская свита (V) - алевролиты, песчаники, конгломератобрекчии, известняки; 3 - растайская свита (V)- доломиты, известняки; 4- устьанзасская свита (V-$Є_1$)-туфогенные известняки, туфоалевролиты, туфопесчаники, метабазальты, их туфы; 5- устькундатская свита ($Є_1$)-известняки, песчаники, алевролиты, конгломератобрекчии, мергели, сланцы; 6- усинская свита ($Є_1$)-известняки; 7- берикульская свита ($Є_2$)-метатрахибазальтоиды, их туфы и лавобрекчии, туфоалевролиты, туфопесчаники; 8- палатнинская свита (D_{1-2})-метатрахибазальтоиды, их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники; 9- московкинский комплекс ($Є_1$)-серпентиниты, вебстериты, горнблендиты, габбропироксениты, габбро, габброанортозиты; 10- кундусуюльский комплекс ($Є_1$)-диориты, диоритодиабазы; 11- таскыльский комплекс ($Є_2$)- субщелочные габброиды; 12- малодудетский комплекс ($Є_2$)-монцогаббро, монцодиориты; 13- карнаюльский комплекс ($Є_3$-O_1)-субщелочные гранитоиды, кварцевые жилы, 14- карадатский комплекс (D_1)-нордмаркиты; 15- чебулинский комплекс (D_2)- субщелочные граниты; 16- роговики, ороговикованные породы; 17- фельдшпатизированные породы, калишпатиты; 18- геологические границы (а), разломы (б), Мокробе рикульская зона линеаризации (МБ); 19- контур Берикульской рудной зоны; 20- контур Богатырского рудного узла; 21- месторождения (а), проявления (б): золота (Au), золота и серебра (Au, Ag), РЗМ (TR); 22- месторождения абразивных кварцитов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ФЛЮОРИТА И КАЛЬЦИТА В ПРОЦЕССАХ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н.Н. Борозновская, В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер, А.В. Аксенов
Томский государственный университет, г. Томск
Томский государственный педагогический университет, г. Томск

В районе Курганского полиметаллического месторождения (Таласский хребет, Северный Тянь-Шань) проявлены гипабиссальные штоко- и дайкообразные тела кварцевых щелочных сиенитов – нордмаркитов, становление которых сопровождалось формированием эруптивных брекчий вмещающих известняков с карбонатным цементом. По данным Додоновой Т.А. (1961) с этим комплексом малых интрузий пространственно и генетически связана жильная флюорит-редкоземельная минерализация, локализованная не только в пределах сиенитовых тел, но и среди карбонатных пород их экзоконтактовых ореолов.
С целью оценки физико-химических параметров среды минералообразования нами изучены рентгено- и термолюминесцентные (РЛ и ТЛ) свойства флюорита рудных зон и кальцита эруптивных брекчий. Характер рентгенолюминесценции жильного флюорита обусловлен, главным образом, излучением примесных центров РЗЭ: Ce^{3+}, Er^{3+}, Tb^{3+}, Dy^{3+}, Sm^{3+}. По интенсивности свечения (I) среди полученных РЛ-спектров минерала можно выделить две разновидности. В спектральном составе одной из них доминирующую роль играет Ce^{3+} (I Ce^{3+}>I Dy^{3+}), а полосы Tb^{3+}, Dy^{3+}, Sm^{3+}, накладываясь друг на друга, теряют свою индивидуальность. В РЛ-спектрах другого вида, напротив, отчетливо проявлены и преобладают Dy^{3+} и Tb^{3+}, а интенсивность свечения Ce^{3+} становится на порядок слабее (табл. 1). По величине отношения I $Dy^{3+}\geq$ I Ce^{3+} они в большей степени сходны с параметрами спектра ранее изученного флюорита из ортитовых руд Кузнецкого Алатау [1], для которого предполагается повышенная температура образования. Важной особенностью полученных РЛ-спектров является отсутствие в них следов излучения центров Mn^{2+}, проявляющих себя, как правило, в кислой среде и при пониженном Eh.

Установленные особенности рентгенолюминесценции флюорита определенным образом коррелируются как с геологическими условиями расположения флюоритовых жил, так и с характером термовысвечивания (ТВ) минерала (табл. 1). На кривых ТВ флюорита с РЛ-спектром I $Dy^{3+}\geq$ I Ce^{3+}, жилы которого залегают среди известняков, вмещающих тела щелочных сиенитов, фиксируется широкий интенсивный пик в диапазоне 340-400 ^{0}C. Считается [4], что его появление обусловлено излучением центра Dy^{2+}- Ce^{4+}, представляющего собой донорно-акцепторную пару (Dy^{3+}+ e^-, Ce^{3+}- e^-). На КТВ флюорита с РЛ-спектром Ce^{3+}> I Dy^{3+} из жилы, обнаруженной уже в самом сиенитовом теле (обр. Тл 4/2), интенсивность излучения этого центра резко снижается, что сопровождается появлением еще двух пиков, смещенных в более низкотемпературную область свечения и связанных с образованием дырочных центров YO_2^0 и F_i^0. Также, как и в случае с ТЛ центров Dy^{2+}- Ce^{4+}, излучению способствует активация изоморфных ионов Ce^{3+}. Следует отметить, что при нагревании данного образца до T~ 360^{0}C происходит растрескивание минеральных зерен в результате декрепитации микровключений, чего не наблюдается в других пробах, по-видимому, более раннего высокотемпературного флюорита. По некоторым данным [3, 5], возникновение и интенсивное ТЛ-свечение центров типа TR^{2+}- Ce^{4+} может свидетельствовать об увеличении концентрации РЗЭ во флюорите и его формировании в условиях повышенной щелочности. Высокотемпературные фторидные растворы, обогащенные РЗЭ, отделяясь от щелочно-сиенитового расплава и воздействуя на вмещающие карбонатные породы, определенно влияют на характер РЛ и ТЛ породообразующего кальцита. В РЛ-спектрах кальцита скарнированных известняков экзоконтакта сиенитовой интрузии (обр. Тл 4/1) и их ксенолита во флюоритовой жиле (обр. Тл 1/12)

Результаты люминесцентного анализа флюорита

№ пп	Образец	Интенсивность РЛ (усл. ед.)								Интенсивность ТЛ (усл. ед.)		
		Ce^{3+} *	Er^{3+}	Tb^{3+}			Dy^{3+}		Sm^{3+}	Dy^{3+}- Ce^{4+}	YO_2^0	F_i^0
		315 335	404 480 550	380	420	440	481 590 674 750		570 646	350-400^{0}C**	200-220^0	100^{0}C
1	Тл 4/2	5000 5800	850 1130 500	+	+	+	+	650 300 350	+ +	3911	2551	850
2	Тл 1/13	510 540	-	255	135	150	495	530 285 510	+ +	17687	-	-
3	Тл 1/14	450 450	-	250	120	130	400	450 230 420	+ +	19727	-	-
4	Тл 3/3	510 530	+	190	115	115	300	330 150 300	+ +	18707	-	-
5	Тл 1/20	510 535	+	260	180	180	650	1100 480 650	+ +	35000	-	-

Примечание к таблице 1. Образцы флюорита из жил в щелочных сиенитах (1) и во вмещающих известняках (2-5); *- примесный центр и максимумы его излучения (λ) в нм; **- ТЛ-центры и максимумы термовысвечивания (T^{0}C); (+) – наложение полос излучения.

Таблица 2.

Результаты люминесцентного анализа кальцита

	Образец	Интенсивность РЛ (усл. ед), λ (нм)			Интенсивность ТЛ (усл. ед.) T^0C_{max}	
		400-450	520-540	620 *	180-200	280-350
1	Тл 8/3	-	-	1000	-	-
2	Тл 9/6	-	-	1000	-	20
3	Ку-1	-	-	6500	7	21
4	Тл 1/19	-	-	3000	76	33
5	Тл 1/12	10	15	2000	395	171
6	Тл 4/1	10	18	6700	760	262

Примечание к таблице 2. Образцы кальцита из вмещающих карбонатных пород (1-4), из ксенолита известняков во флюоритовой жиле (5), из скарнированных известняков экзоконтактового ореола щелочно-сиенитовой интрузии (6); *- максимум излучения примесного центра Mn^{2+}.

Электронная библиотека (репозиторий) Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

проявлено заметное свечение в коротковолновом диапазоне 400-540 нм, что интерпретируется нами как результат излучения центров РЗЭ и уже отмечалось при изучении РЛ кальцита магматогенных карбонатитов [2]. Судя по более высокой интенсивности термовысвечивания этих же образцов кальцита по сравнению с неизмененными осадочными карбонатами (табл. 2), можно предположить, что термическое воздействие сиенитовой магмы способствовало частичной перекристаллизации и возникновению дефектов в структуре кальцита, а последующая фильтрация фторидных РЗЭ-содержащих растворов инициировала их замещение и создание TR^{3+}-центров свечения.

Сопоставление выявленных особенностей люминесценции минералов с результатами геологических наблюдений позволяют сделать вывод о стадийном характере флюорит-редкоземельного рудообразования в малоглубинной окислительной обстановке повышенной щелочности и о его генетической связи с комплексом малых интрузий щелочно-сиенитового состава. Менее высокотемпературные флюориты, по-видимому, обладают РЛ-спектрами с ($I\ Ce^{3+} > I\ Dy^{3+}$)-зависимостью.

Литература

1. Борозновская Н.Н., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф. и др. Рентгенолюминесценция флюорита как критерий условий минералообразования редкоземельных руд // Тез. докл. конф. «Магматизм и геодинамика Сибири». Томск, 1996. С. 147-148.
2. Врублевский В.В., Парначев В.П., Макаренко Н.А. и др. Типоморфизм люминесцентных свойств кальцита из карбонатных пород различного генезиса // Матер. к Междунарад. минералог. семинару «Структура и эволюция минерального мира». Сыктывкар, 1997. С. 115-116.
3. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П. Петрология, геохимия и типоморфные свойства флюорита гранитоидов Салминского плутона, Карелия // Петрология. Т. 3. № 5. С. 537-560.
4. Таращан А.Н. Люминесценция минералов. Киев: Наукова Думка, 1978. 296 с.
5. Типоморфизм минералов. Под ред. Чернышовой Л.В. М.: Недра, 1989. 559 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Н.Н. Борозновская[1], Н.М. Недоливко[2]
[1]Томский государственный университет, г. Томск
[2]Томский политехнический университет, г. Томск

Исследовались полевые шпаты из легкой фракции песчаников юрского возраста, отобранной из продуктивных и «пустых» пластов ряда нефтяных месторождений Нюрольского осадочного бассейна (Томская область). Юрская система представлена здесь (Калиновое, Северо-Калиновое, Нижнетабаганское, Герасимовское месторождения) осадками тюменской и васюганской свит и литологически состоит из переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых пород. Согласно общепринятой индексации, продуктивные песчаные пласты нумеруются сверху вниз как $Ю_1^1$-$Ю_1^4$ (васюганская свита) и $Ю_2$-$Ю_{10}$ (тюменская свита). Глубина их залегания составляет 2512-2980 м.

Петрографический состав песчаных пород снизу вверх по разрезу меняется от кварц-граувакового в породах тюменской свиты до аркозового в отложениях васюганской свиты. Полевые шпаты в песчаниках представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Зерна плагиоклазов относятся к альбиту, калиевые полевые шпаты - к микроклину и ортоклазу. Степень сохранности зерен разная и меняется от почти чистых, слабо измененных зерен (в нефтенасыщенных песчаниках) до зерен, на 50 и более процентов замещенных серицитом, пелитом и реже кальцитом (в водонасыщенных породах).

С помощью рентгено (РЛ)- и термолюминесцентных (ТЛ) методов анализа полевых шпатов удалось решить целый ряд вопросов, касающихся как уточнения схем корреляции

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

продуктивных пластов, так и выявления типизации полевых шпатов в пластах с разным характером насыщения коллектора.

Для всех спектров РЛ исследуемых образцов песчаника отмечено свечение Mn^{2+} и Fe^{3+}. Максимумы 570 нм и 700 нм характерны соответственно для Mn^{2+} и Fe^{3+} в полевых шпатах, а максимум 620 нм - для Mn^{2+}, входящего в состав кальцита. Свечение же в диапазоне 400-470 нм (SiO_4^{3-} и AlO_4^{4-}) характерно для полевого шпата [1,2] и отмечено не во всех пробах.

Спектральный состав излучения и характер спектров легкой фракции слабо измененных песчаников соответствует таковым полевым шпатам гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области с повышенной щелочностью [3,4]. Об этом свидетельствуют повышенные значения интенсивности излучения Fe^{3+} и очень низкие значения РЛ Mn^{2+}. Такой спектральный состав может быть результатом повышенной щелочности расплава, либо наложенного щелочного метасоматоза [1]. Последующее преобразование (разрушение, переотложение, катагенез, эпигенез) привели к снижению интенсивности высвечивания.

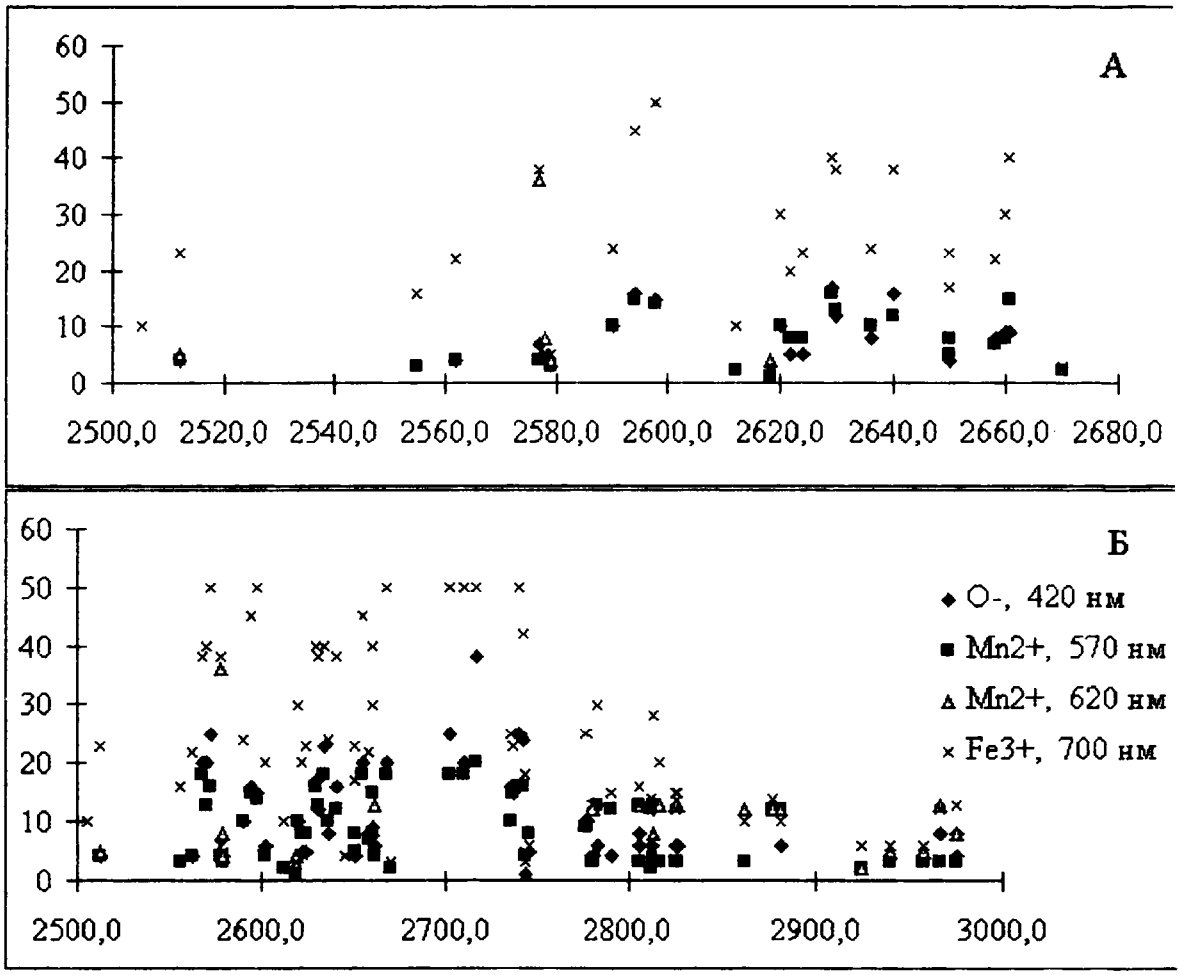


Рис. 1. Центры свечения в полевых шпатах из пластов васюганской (А) и тюменской (Б) свит

Условные обозначения: Примечание: по оси Х - глубина, м; по оси У - интенсивность высвечивания, у.е.

Установлено, что в песчаниках, принадлежащих к разным пластам, спектр РЛ дефектов-люминогенов в полевых шпатах и интенсивность высвечивания имеют свои особенности. Наиболее удобными разделительными признаками при использовании РЛ спектров ПШ для целей корреляции пластов являются такие, как концентрация дефектов O^-, РЛ Fe^{3+}, отношение Mn^{2+}/Fe^{3+}, интенсивность термовысвечивания облученных проб (ТРЛ). Полевые шпаты из песчаных пластов, залегающих в непосредственной близости от фундамента ($Ю_{10}$, $Ю_9$, и частично $Ю_8$), характеризуются резко пониженной суммарной

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

интенсивностью высвечивания и пониженной РЛ Fe^{3+} (рис. 1). Спектр излучения легкой фракции отличается в них присутствием полосы РЛ 620 нм, за которую ответственен Mn^{2+} в кальците. Структурные дефекты практически отсутствуют, что может быть следствием наложенных пелитизации и кальцитизации. По мере удаления от фундамента (пласты $Ю_7$ и частично $Ю_8$) суммарная интенсивность высвечивания полевых шпатов возрастает: более четко выражены структурные дефекты, спектр излучения Fe^{3+} становится интенсивнее, а для РЛ Mn^{2+} на 620 нм отмечаются более низкие значения.

Результаты ТЛ анализа проб, облученных рентгеном, полностью совпадают с данными РЛ анализа. Наиболее интенсивно ТЛ проявлена там, где по данным РЛ отмечены дефекты SiO_4^{3-} и AlO_4^{4-} (рис. 2).

В спектрах полевых шпатов из песчаников васюганской свиты полоса Mn^{2+}, соответствующая 620 нм, появляется только в верхней части песчаных пластов, причем интенсивность спектра к верху разреза возрастает. В этом же направлении падает интенсивность спектра излучения Fe^{3+}. Что же касается структурных дефектов, то наблюдается аналогичное уменьшение их проявления вверх по разрезу.

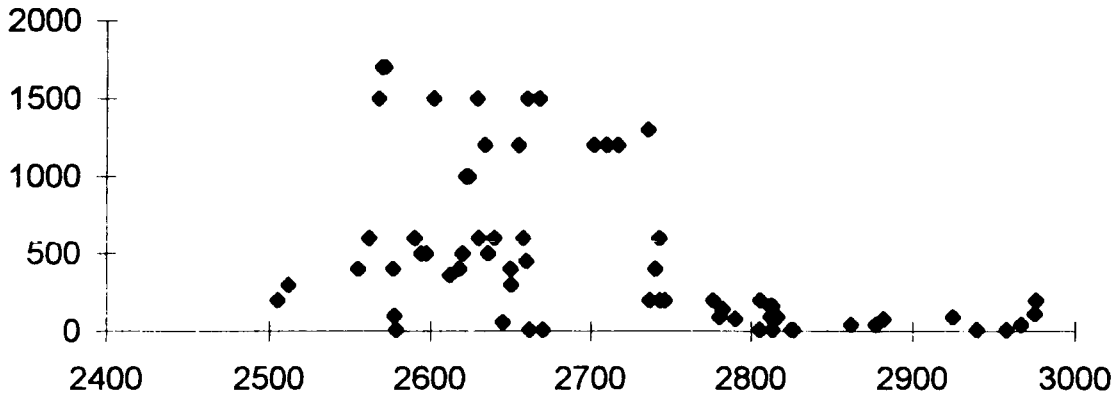


Рис. 2. Интенсивность рентгено-термолюминесцентного свечения при 90-100 С в полевых шпатах из песчаников Нюрольского осадочного бассейна

Примечание: по оси Х-глубина; по оси У-интенсивность высвечивания, у.е.

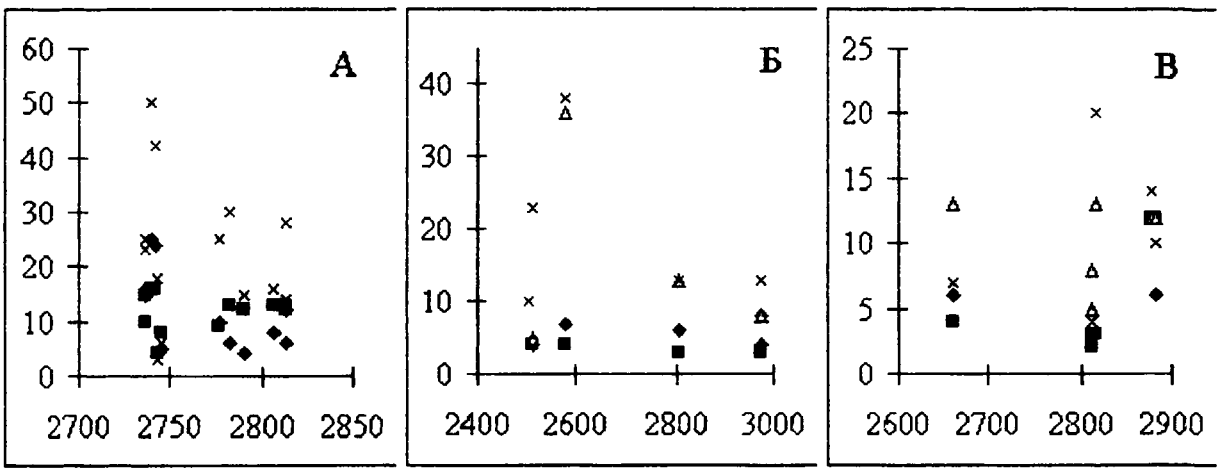


Рис. 3 Центры свечения в полевых шпатах песчаников с разным насыщением (А - нефть, Б -газ, В - вода).

Примечание: по оси Х-глубина; по оси У-значение параметра. Условные обозначения на рис. 1.

Спектры пород с разной степенью насыщения характеризуются также своими особенностями (рис. 3). Для полевых шпатов, отобранных из нефтенасыщенных песчаников, характерны наиболее ярко проявленные структурные дефекты (рис. 3 А). В частности, в них наблюдается наибольшая концентрация и повышенная интенсивность полосы O^-,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

равная 25 ед., при интенсивности высвечивания Fe^{3+} до 50 ед. Полоса Mn^{2+}, соответствующая 620 нм, отсутствует, а максимум 570 нм, характерный для Mn^{2+} в структуре полевых шпатов, проявлен очень хорошо и встречается почти во всех образцах. Это объясняется тем, что наличие нефти в осадочных породах тормозит все вторичные эпигенетические процессы, происходящие в них [4]. Вследствие этого структурные и примесные дефекты в полевых шпатах нефтенасыщенных пород наиболее отражают дефекты материнских пород.

В газонасыщенных средах центры высвечивания, ответственные за структурные дефекты, проявлены неоднозначно. Прежде всего, следует отметить большую степень изменчивости газонасыщенных пород по сравнению с нефтенасыщенными. Петрографические исследования показали, что газонасыщенные песчаники более гидрослюдисты и карбонатизированы. Спектры РЛ полевых шпатов для данного комплекса песчаников отличаются меньшей интенсивностью РЛ структурных дефектов, и, напротив, повышенной ролью дефектов, возникающих при наложении вторичной минерализации. Для них характерна полоса Mn^{2+} на 620 нм, РЛ Fe^{3+} и низкая РЛ центров типа O^- (рис. 3 Б).

В водонасыщенных песчаных породах по данным петрографических наблюдений степень изменения терригенной составляющей повышается. Значительная часть полевых шпатов гидрослюдизируется, а в отдельных прослоях замещается кальцитом. Результат этого выражается в почти полном отсутствии или очень слабом проявлении структурных дефектов в спектрах РЛ при довольно хорошо проявленном пике Mn^{2+} 620 нм (рис. 3 В).

Таким образом, проведенные исследования РЛ и ТРЛ полевых шпатов показали, что в процессе формирования коллекторских свойств принимают участие все минеральные компоненты породы, в том числе и полевые шпаты. Как одни из наиболее чувствительных элементов системы порода-нефть-вода, они откликаются на изменение физико-химической обстановки, что находит свое отражение в различии РЛ и ТРЛ-спектров. Благодаря этому различию, полевые шпаты могут успешно применяться как для корреляции немых толщ, так и для определения качества коллектора и предварительного прогнозирования характера насыщенности песчаных сред.

Литература

1. Борозновская Н.Н. Особенности рентгенолюминесценции полевых шпатов как показатели их генезиса. ЗВМО, № 1, 1989.-С. 110-119.
2. Борозновская Н.Н., Недоливко Н.М., Ежова А.В., Небера Т.С. Влияние условий осадконакопления на люминесценцию породообразующих минералов осадочных пород //Структура и эволюция минерального мира.-Сыктывкар, 1997.- С. 92-93.
3. Борозновская Н.Н., Князев Г.Б., Макарова О.В. О возможности люминесцентного картирования гранитоидных массивов на примере Шиндинского плутона (Восточный Саян) //Применение люминесценции в геологии.-Екатеринбург, 1991.- С.117-125.
4. Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты.-Свердловск, 1978.-208 с.

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ТОРФЯНИКОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ^{137}Cs И ^{210}Pb.

В.В.Будашкина [1], Ф.В.Сухоруков [1], С.П.Ефремов [2], С.М.Мельгунов.[1]
[1]Объединенный институт геологии, геохимии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
[2]Институт леса им. В.Н.Сукачева СО РАН, г. Красноярск

В настоящее время в мониторинге загрязнения окружающей среды (ОС) широко используются природные планшеты – накопители выпадений. С помощью природных стратифицируемых планшетов, таких как торф, донные и солевые отложения, толщи льда

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

и др., накапливающих аэрозольные осадки в течении многих сотен-десятков лет, возможно оценить их количество в исторической ретроспективе, датируя их отдельные слои.

Торфяные залежи являются весьма перспективными и широко распространенными компонентами ОС в северном полушарии Земли, позволяющими изучать изменения количества и динамику выпадений, эволюцию их химического состава, что особенно актуально для Западной Сибири. Появление новых изотопно-хронологических подходов в датировании молодых (первые сотни-десятки лет) стратифицированных объектов ставит торфяные залежи в ряд наиболее информативных компонентов ОС для изучения роста техногенных нагрузок на нее. В частности, торфяные залежи олиготрофных болот представляются нам весьма перспективными для проведения таких исследований.

В настоящем сообщении приводятся данные по распределению ^{137}Cs в торфяной залежи болота Кирсановское (поселок 86 км в Томской области). ^{137}Cs - техногенный радиоизотоп, появившийся в биосфере около 50 лет тому назад. В изученной залежи торфа (см. рисунок) он прослеживается на глубину 70 см. Поэтому, первые нижние слои, содержащие ^{137}Cs, можно принять за слои, образовавшиеся в период начала испытаний ядерного оружия. С такой гипотезой согласуется постепенное возрастание его активности вверх по разрезу, которое обусловлено возрастанием выброса в атмосферу ^{137}Cs за счет роста числа испытаний вплоть до 1962-1963 гг.

На синхронное накопление ^{137}Cs и роста залежи торфяника вроде бы указывает и установленная нами прямая корреляция количества изотопа с содержанием неорганической компоненты в торфах (чем больше выпадений, тем больший привнос этого изотопа). Из рисунка видно, что наблюдается повышенное содержание ^{137}Cs в верхних слоях сфагнового бугра (гумусовом горизонте, слое плесневелых грибов, очесе), и это объясняется хорошей сорбционной способностью названных слоев.

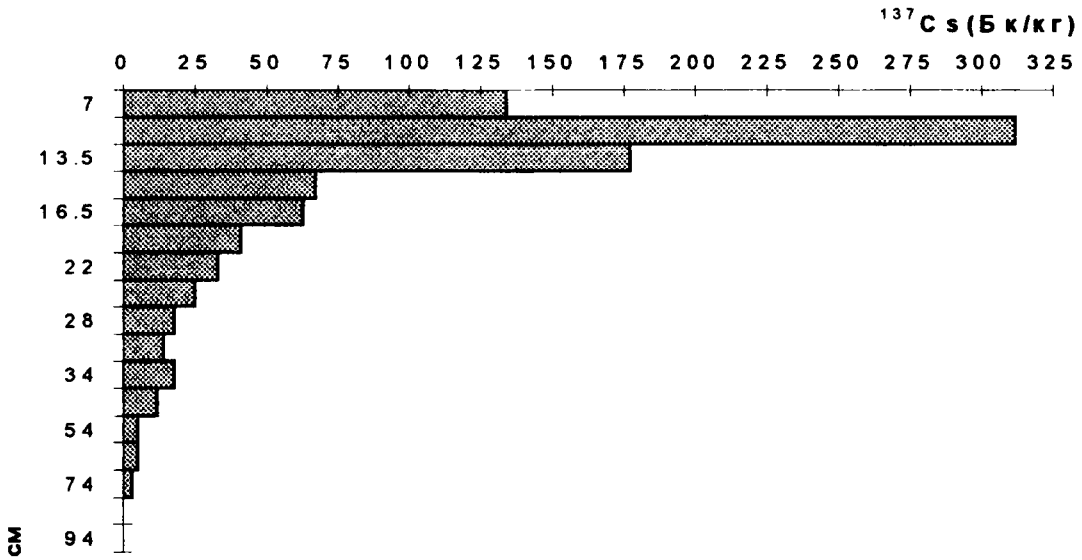


Рис. Вертикальное распределение ^{137}Cs в сфагновом торфянике

Если обратиться к оценкам возраста торфяника аналогичной мощности методами, применяемыми в болотоведении, то мы должны признать возраст торфа на глубине 70 см более значительным [1]. Поэтому особое значение приобретают новые возможности определения возраста торфяников с использованием изотопа ^{210}Pb [2]. Данные (пока единичные измерения) возраста торфа Кирсановского болота с помощью изотопа ^{210}Pb не согласуется с результатами, полученными по ^{137}Cs. Слои торфа, в которых обнаружен ^{137}Cs, за-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ведомо имеют больший возраст, чем 50 лет. Это, несомненно, свидетельствует в пользу того, что идет миграция радиоизотопа вниз по разрезу. Следовательно, для датирования торфяников изотопа ^{137}Cs явно недостаточно.

Литература

1. Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. С. 84-110.
2. Koide M., Bruland K.W., Goldberg E. Th_{228}/Th_{232} and Pb_{210} geochronologies in marine and lake sediments. – "Geochim. et cosmochim. Acta" , 1973, v. 37, p. 1171.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОНВЕРТОРНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ НА ПЕРВОМ УЧАСТКЕ МАЛОСАЛАИРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.И. Веселов
ОАО "ВостНИГРИ", г. Новокузнецк

Гурьевская группа месторождений флюсовых известняков, разрабатываемая ОАО "Гурьевское рудоуправление" открытым способом (Малосалаирский и Карачкинский карьеры), является основным поставщиком карбонатного сырья для металлургии Кузбасса. В настоящее время для Гурьевского рудоуправления наиболее актуальна проблема обеспечения потребителей (ОАО "КМК", ОАО "ЗСМК") высококачественной товарной продукцией и в необходимых объемах.

Эксплуатируемые месторождения (Малосалаирский и Карачкинский карьеры) расположены в 3-5 км от г. Гурьевска Кемеровской области Российской Федерации.

Сложившаяся минерально-сырьевая база эксплуатируемых месторождений несовершенна, не соответствует современным требованиям к качеству сырья. Участок открыт в 1947 г. и разведан до глубины 200 м.

Балансовые запасы были утверждены ГКЗ СССР в 1965 г. по категориям А+В+С1 в количестве 254796 тыс. т со средними содержаниями основных компонентов (в %): оксид кальция - 54.1; нерастворимый остаток 1.88; сера - 0.03; фосфор - 0.03. Они предусматривались для нужд металлургического производства на ОАО "ЗСМК". При утверждении балансовых запасов ГКЗ СССР в 1965 г. известняки, пригодные для конверторного производства, не выделялись, не оконтуривались, запасы их не подсчитывались и не прогнозировались.

Производство на ОАО "ЗСМК" конверторной извести предопределило жесткие требования к карбонатному сырью. В связи с этим, проведенные в 1968-1978 гг. литолого-технологические исследования ПГО "Запсибгеология", "УралНИИЧМ" показали, что одним из основных факторов, влияющих на качество флюсовых известняков, используемых в конверторном производстве, является их кристаллическая структура. Разработанная на этом принципе структурно-качественная классификация известняков Гурьевской группы месторождений включает структурные разновидности, объединяемые в три класса: первый, второй, третий. К первому классу отнесены тонко-мелкозернистые известняки с размерами зерен 0.005-0.025 мм, второму классу отвечают среднезернистые известняки с размерами зерен 0.25-0.5 мм. К третьему классу отнесены крупно-грубозернистые известняки с размерами зерен соответственно 0.5-1.0 мм и 1.0-5.0 мм. Наиболее высококачественная известь получена при обжиге известняков первого класса. Крупно- и грубозернистые известняки непригодны для производства конверторной извести. Известняки Малосалаирского месторождения были отнесены к третьему классу и считались бесперспективными на обнаружение флюсовых разностей, пригодных для производства конверторной извести.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Проведенное нами в 1995-1996 гг. геолого-структурное картирование и геолого-технологическое опробование уступов и канав позволили выделить на рабочих горизонтах +165 м, +180 м, +195 м, +210 м Малосалаирского карьера промышленные блоки конверторных известняков. По результатам этих исследований структура Первого участка Малосалаирского месторождения представлена моноклинально залегающей толщей терригенно-карбонатных пород мамонтовской свиты среднего девона. Слои вытянуты в северо-западном направлении (310-320) с юго-западным падением под углами 50-60 и 70-85.

Мамонтовская свита в пределах Первого участка представлена типично рифовыми фациями, а месторождение - рифовой постройкой, которая имеет сложную линзообразную форму в (плане) с размерами по простиранию 1900 м и максимальной мощностью - 670 м. По простиранию рифовые известняки фациально замещаются околорифовыми породами. Вмещающими являются терригенные отложения: песчаники, алевролиты, песчано-глинистые сланцы, аргиллиты, переслаивающиеся черные и темно-серые известняки, не кондиционные для конверторного производства. Пространственно рифогенная постройка приурочена к средней части мамонтовской свиты. Черные и темно-серые околорифовые известняки, контактирующие с рифовым телом, характеризуются мелкой складчатостью и волнистостью. В результате тектонического воздействия они претерпели пликативные дислокации. Риф как монолитное тело был раздроблен тектоническими нарушениями северо-западного (310-320) простирания с крутыми углами падения плоскостей сместителей (50-60, 70-80).

Рифогенные известняки расчленены на:

-биоморфные, биоморфно-детритовые, шламовые разновидности светло-серого цвета массивной, пятнистой текстуры. По структурным особенностям они изменяются от микрозернистых (0.005-0.05 мм) до грубозернистых. Они пригодны для производства конверторной извести, ствечают требованиям технических условий потребителя (ОАО "ЗСМК");

-биоморфно-детритовые, монодетритовые известняки светло-серые, крупнозернистые массивные, пятнистые, не пригодные для конверторного производства.

Выделенные конверторные известняки в плане имеют сложную извилистую форму с максимальной мощностью 380 м, протяженностью по простиранию 1380 м. Они приурочены к средней части рифовой постройки, которая имеет грубозональное строение. Центральная часть ее сложена конверторными известняками, а периферия - флюсовыми и цементными. Аналогичное положение конверторные известняки занимают и в разрезе: они расположены в центральной части флюсовых известняков, что и определяет геолого-структурные особенности локализации известняков на Первом участке Малосалаирского месторождения.

Выявление геолого-структурных закономерностей локализации конверторных известняков на Первом участке позволило осуществить оценку прогнозных ресурсов. Проведенные расчеты показали, что количество таких известняков в проектном контуре отработки Малосалаирского карьера (этаж +50 - +165 м) составляет 60.6 млн. т.

Результаты прогнозной оценки позволили наметить площади для геологоразведочных работ с целью переоценки известняков как сырья для производства конверторной извести.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ НОВООБРАЗОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОДОЗАБОРОВ ГОРОДА ТОМСКА

И.В.Вологдина[1], Д.В. Лычагин[1], Д.С. Покровский[1], Г.М. Рогов[1], А.С. Тайлашев[1], Е. М. Дутова[2]
[1]Томский государственный архитектурно-строительный университет, г. Томск
[2]Томский политехнический университет, г. Томск

При эксплуатации подземных источников водоснабжения на всех этапах добычи, подготовки и транспортировки воды потребителю в инженерных системах и коммуникациях образуются различного рода осадки. В подавляющем большинстве случаев формирование осадков рассматривается как негативный процесс, снижающий эффективность работы систем водоснабжения. Как известно, в ходе эксплуатации водозаборов из подземных источников неизбежно возникают проблемы, связанные с ухудшением фильтрационных свойств водовмещающих пород и уменьшением удельных дебитов эксплуатационных скважин. Все чаще в специальной литературе, материалах научных форумов и средствах массовой информации появляются сообщения о неудовлетворительном состоянии водопроводных сетей, связанном с зарастанием труб и вторичным загрязнением питьевой воды. Х. Райнер [6], рассматривая причины старения водозаборов помимо коррозии оборудования выделяет следующие процессы, которые по сути являются осадкообразующими: заохривание (химическое и микробиологическое отложение соединений железа и марганца); отложение карбонатных соединений; соединений алюминия и других химических элементов; ослизнение, связанное с массовым развитием микроорганизмов.

Однако нельзя упускать из вида, что осадки являются одной из составляющих функционирования систем водоснабжения. В частности, водоподготовка, основной задачей которой является выведение из раствора нежелательных и вредных примесей, представляет собой не что иное, как технологический процесс образования осадка. В то же время специфика осадков позволяет рассматривать их как минеральные новообразования искусственного техногенного и природного генезиса.

Идея о том, что «дальнейшее совершенствование техники водоочистки фильтрованием в определенной степени зависит от развития и совершенствования теории фильтрования воды» [1] определяет характер большинства работ в этой области. В результате многочисленных экспериментальных и теоретических работ разработаны физико-химические основы процессов осаждения, их математические модели, изучены различные параметры фильтрующих загрузок, созданы и внедрены прогрессивные технологии водоочистки. Что касается непосредственно самих осадков, то в трудах специалистов мы преимущественно находим детально изученные механизмы доставки частиц взвеси на поверхность зерен и переноса их в толще загрузки, процессы же минералообразования практически не изучены. С этих позиций дополнительные возможности открывают существующие в области геохимии и гидрогеохимии теоретические положения об особенностях эволюции системы "вода-порода", о единстве формирования и сопряженной связи между содержанием элементов во вторичных образованиях и подземных водах [3,4,5].

Основными объектами исследований являются осадки водозаборов из подземных источников Академгородка Томского научного центра, эксплуатирующего водоносный комплекс трещиноватых палеозойских образований, и Томского городского водозабора, базирующегося на подземных водах песчаных отложений палеогена.

Изучаемые нами осадки в высушенном виде представляют собой массу в виде тонкодисперсного порошка и поэтому их изучение обычными оптическими методами (поляризационно-оптическими), применяемыми в минералогии, не представляется возможным.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Для решения поставленных задач используется комплекс физико-химических методов: 1) определение химического состава методом спектрального анализа; 2) термогравиметрический анализ; 3) рентгеновский анализ; 4) съемки на растровом электронном микроскопе (метод РЭМ); 5) микродифракция и съемка на просвечивающем электронном микроскопе (метод ПЭМ).

Методом растровой микроскопии изучалась морфология осадка на поверхности гранул фильтрующего материала. Наблюдения проводились на электронном микроскопе TESLA BS - 301 в режиме отраженных электронов. Метод просвечивающей микроскопии позволяет получать информацию о количестве минеральных фаз осадка, морфологии частиц, идентифицировать минеральный состав тонких фаз с помощью микродифракционного анализа. Съемки проводились на электронном микроскопе ЭМВ - 100 АК.

Как минеральные агрегаты, осадки характеризуются специфическими микроструктурами, параметры которых находятся в прямой зависимости от состава и состояния гидрогеохимической среды их формирования. При описании микроструктур осадков нами использовалась терминология, разработанная В.П. Осиповым для структур тонкодисперсных систем [2].

Фактический материал, отобранный на водозаборе Академгородка, представлен осадками, образующимися в фильтрах обезжелезивания и в трубах эксплуатационных скважин, а также осадками, образовавшимися в процессе модельного эксперимента, проведенного на водозаборе в 1992 г. В качестве фильтрующей загрузки используется кварц Чулымского месторождения. В результате рентгеноструктурного анализа установлено, что используемая загрузка в основном состоит из α-кристобалита с незначительной примесью других минералов. В процессе работы фильтра на зернах загрузки образуется пленка осадка, состоящая из микродисперсных частиц. Цвет осадка изменяется после сушки при комнатной температуре от черного до темно-коричневого. Толщина пленки находится в прямой зависимости от времени работы загрузки. По данным ПЭМ осадок состоит из тонкодисперсных частиц изометричной и округлой формы, небольшой толщины и размером от 1 мкм и меньше.

При расшифровки микродифракционных картин четко диагностируются окислы (α-Fe_2O_3 - гематит) и гидроокислы (α-FeOOH - гетит) железа, каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ и карбонаты кальция (арагонит). В осадке присутствуют частицы, не дающие микродифракционной картины.

Гематит и гетит в препаратах представлены чешуйками неправильной формы, непрозрачными для электронов, размером от 0.5 до 2 мкм. Кристаллы каолинита имеют пластинчатую форму с вытянутыми и псевдогесагональными очертаниями и небольшую толщину, независимую от размера. Размер кристалликов каолинита от 1 мкм и менее.

По данным рентгенофазового анализа в осадке, образовавшемся на зернах загрузки в ходе модельного эксперимента, происходит выделение кристаллических фаз в виде Fe_2O_3 (гематит) и α-FeOOH (гетит). На рентгенограмме от размолотых гранул загрузки фильтра, отработавшего в течение полугода, помимо рефлексов от α-кварца и α-кристобалита присутствуют сравнимые по интенсивности рефлексы кристаллического оксида железа Fe_2O_3. Таким образом, в зоне контакта осажденного материала с частицей загрузки происходит выделение кристаллический пленки на основе Fe_2O_3 Обращает внимание очень близкое совпадение множества межплоскостных расстояний кристаллических новообразований гематита и гетита с межплоскостными расстояниями α-кварца и α-кристобалита. Это способствует образованию эпитаксиальных пленок Fe_2O_3 H_2O на поверхности α-кварца с хорошим смачиванием. Абсолютное смачивание пленки новообразований с зерном загрузки способствует более эффективной работе фильтра в начальный период.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

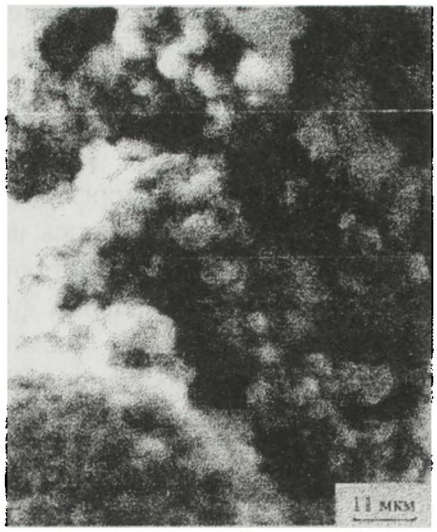


Рис.1. РЭМ изображение псевдоглобулярной микроструктуры осадка

В результате осаждения диспергированных частиц, ультрамикроагрегатов и микроагрегатов в водном растворе постепенно развивается процесс их коагуляции, т.е. формируется пространственная структура. По наблюдениям В.И. Осипова при достижении определенной концентрации взвеси в придонной части водоема происходит ее коагуляция с образованием пространственной высокопористой структурной сетки по типу «карточного домика». Подобную структуру мы видим в осадке, образовавшемся на зерне кварца в ходе эксперимента, длившегося 0.5 года. По мере накопления осадка возникает микроструктура, аналогичная этой, но с той лишь разницей, что она формируется не отдельными частицами, а ультрамикроагрегатами и микроагрегатами. На снимке (рис.1) представлена псевдоглобулярная микроструктура, которая формируется в осадках на фильтрах обезжелезивания на данном водозаборе. Глобулы состоят из листоватых частиц (чешуек).

Размер глобул определяется от 5 до 20 мкм. Поровое пространство представлено межагрегатными (межглобулярными) изометричными порами размером до 15 мкм, а также межмикроагрегатными и межультрамикроагрегатными изометричными или щелевидными микропорами. Такую микроструктуру мы наблюдаем в осадках фильтров №№ 8,7,6. В осадке по всей мощности пористость и плотность не изменяются, следовательно, в осадке со временем не происходит перегруппировки и уплотнения частиц. В толще осадка прослеживается микрослоистость, выражающаяся в чередовании темных и светлых участков.

Как отмечалось выше, с водоподъемных труб эксплуатационных скважин были отобраны пробы. На фотоснимках отчетливо видны примеры «зарастания» труб, водомерного оборудования минеральными новообразованиями (рис.2).

Трубы скважины № 9 оказались наиболее «заросшими». Толщина осадка составляет около 2 см, вблизи водомерного фланца - 2.5 -3 см, а вблизи насосного - 4.5 см. Осадок светло-коричневого цвета. По данным методам ПЭМ осадок, отобранный с труб этой скважины, состоит в основном из ультрамикроагрегатов размером до 3.2 мкм, сложенных аморфными частицами неправильной формы. Выявленные микродифракционном анализом следы кристаллических фаз соответствуют карбонатам кальция и гидроокислам железа.

На Томском городском водозаборе, эксплуатирующем песчаные водоносные горизонты палеогенового возраста, были отобраны образцы осадков, формирующихся на зернистых фильтрах обезжелезивания. В качестве фильтрующей загрузки здесь используется кварцевый песок Волгоградского месторождения, представляющий собой чистый α-кварц, и дробленый альбитофир из карьеров Новосибирской области. За время работы фильтров

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

на гранулах загрузки образовался осадок темно-коричневого цвета, при высыхании цвет изменяется до светло-коричневого.

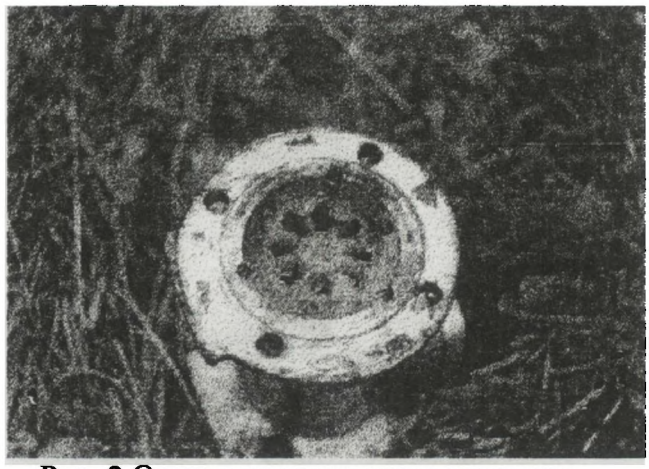


Рис. 2 Осадок на крыльчатке водомера

Микродисперсные частички формируют на гранулах загрузки плотный слой толщиной от 0.16 мм до 10 мм в зависимости от времени работы фильтра и материала наполнителя. Для сформировавшихся образований характерна слоистая и микрослоистая структура, которая обнаруживается при механическом разрушении оолитов. На снимках РЭМ (рис. 3,4) отчетливо проявляются слои осадка, что дало возможность измерить их толщину (табл.1).

Рис. 3 РЭМ-изображение слоистой структуры осадка; внешний слой

Рис. 4 Внутренний слой осадка (фильтр 11)

Внутренний слой представляет собой плотное образование вокруг зерна загрузки, характеризующееся низкой пористостью и ультрамикрослоистостью, выражающейся в чередовании темных и светлых слоев. Верхний слой легко отделяется при разрушении оолитов в виде корочки, отличается повышенной пористостью и отсутствием слоистости. Такое концентрическое строение преобладает у оолитов, образовавшихся в фильтрах, работавших с 1974, 1986, 1989 г.г. В фильтрах, работающих с 1994 г. образовавшиеся пленки осадка вокруг зерен загрузки имеют более пористую текстуру и не обнаруживают признаков слоистости.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таблица 1. Характеристика осадков Томского водозабора

№ фильтра	Год запуска фильтра	Материал загрузки	Толщина осадка, мм	Толщина внутреннего слоя, мм	Толщина внешнего слоя, мм
11	1974	кварц.песок	5.8 – 6.5	4.0 – 4.5	1.8 - 2.0
19	1986	кварц.песок	3.8	2.2	1.6
7	1989	альбитофир	3 – 8	2 – 5	1.0 -3.0
14	1994	альбитофир	1-2	н.о	1.2
17	1995	альбитофир	0.16	н.о	0.16

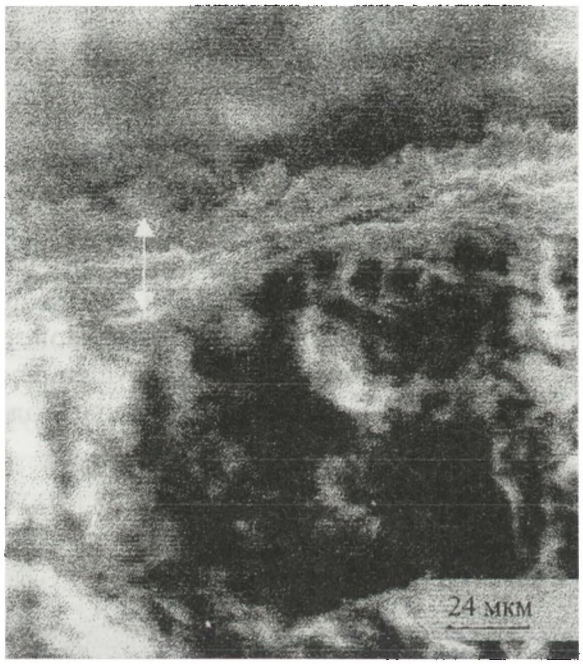


Рис. 5 Изображение пленки осадка, сформировавшегося на грануле альбитофира за 0.5 года работы фильтра

За 0.5 года работы фильтра образуется слой толщиной 0.27 - 0.32 мм. В процессе работы фильтра происходит уплотнение осадка, изменение характера взаимосвязи частиц, в результате чего формируется внутренний плотный слой со свойственной ему микроструктурой, на котором в дальнейшем идет формирование корочки с мене сильными связями между частицами.

По данным микродифракции осадок представлен аморфными соединениями пока неизвестного состава, следы кристаллических фаз принадлежат окислам и гидроокислам железа (магнетит (?), гематит, гетит).

Литература

1. Журба М.Г. Очистка воды на зернистых фильтрах. - Львов. Вища школа. Изд-во при ЛГУ. 1980. - 200с.
2. Осипов В.И. и др. Микроструктура глинистых пород / Под ред. академика Е.М.Сергеева . - М.: Недра, 1989. - 211 с.
3. Основы гидрогелогии. Гидрогеохимия. - Новосибирск: Наука, 1982. - 288 с.
4. Перельман А.И. Геохимия. - М.: Высшая школа, 1979. - 423 с.
5. Шварцев С.Л. Общая гидрогеология:Учебн.для вузов - М.: Недра,1996. - 423 с.
6. Reiner Hellekes// Wasser Abser Praxis - 1994 - 3, № 2.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ВТОРИЧНЫЕ НАЛОЖЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ПОГРЕБЕННЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО ПОЛЯ

С.А Воробьев
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г.Москва

Кимберлитовые трубки относятся к классу объектов, образующих слабоконтрастные геохимические поля. В отличии от рудных месторождений, где концентрации элементов в руде и вмещающих породах различаются в сотни и тысячи раз, для кимберлитовых тел различия ограничены лишь первыми десятками. Это определяет малую интенсивность процессов ореолообразования и, как следствие, низкую контрастность ореолов рассеяния даже на открытых площадях.

На закрытых территориях трубки экранированы слоем терригенно-осадочных пород и трапповыми покровами. По сравнению с траппами, слагающими верхний этаж перекрывающего комплекса, в кимберлитах преобладают барий, стронций, никель, хром. Различия в содержаниях лежат в пределах одного порядка [1].

В Якутии поля проявления кимберлитового магматизма совпадают с областями распространения меж- и подмерзлотных рассолов. В разрезе платформенного чехла имеется несколько водоносных горизонтов, основными из которых являются: средне-, верхнекембрийский, силурийский и девонский. В изученном районе рассолы вскрываются скважинами поискового и разведочного бурения на глубинах от 90 м. Характерной особенностью подземных вод является их высокая минерализация и напорный режим течения. По содержанию основных макрокомпонентов рассолы относятся к хлоридно-кальцевому типу с минерализацией до 220 г/л и pH 6,8-7,4. Среди микрокомпонентов преобладают барий, стронций, содержания которых достигают 2 г/л. [2]

Растворы с минерализацией 100 г/л имеют температуру замерзания ниже -15° С. Это ниже изотермы мерзлых пород (-10° С), и рассолы в водоносных пластах сохраняют свойства жидкостей. Пористость кимберлитов в среднем равна 10%, в верхних частях трубок и приконтактовых зонах она достигает 35% [3]. Величина коэффициента фильтрации лежит в диапазоне от 0,003 до 0,6 м/сут .Напорный режим рассолов обеспечивает их проникновение по порам и трещинам в кимберлитовое тело, где даже в условиях низких температур способны извлекать из горных пород ряд компонентов.

Для установления различий в составе рассолов, контактирующих с различными типами пород, проведены эксперименты по взаимодействию рассолов с кимберлитами, известняками, алевролитами и траппами. В качестве реагента был взят 10% раствор хлоридов кальция и магния, по составу соответствующий природному рассолу. Соотношение твердой и жидкой фаз в эксперименте бралось равным 1:5. Различия температур в опытах и в природных условиях не меняет химизма реакций, но существенно увеличивает их скорость. В экспериментах контролировались содержания Ni, Co, Ba, Sr в жидкости. Отмечено увеличение в 1,5 раза концентраций никеля и кобальта в растворах, контактировавших с кимберлитами и траппами. Эксперименты показывают возможность обогащения рассолов элементами группы железа при их миграции через кимберлиты и трапповые покровы.

Низкая температура замерзания и напорный режим течения подземных вод способствуют переносу растворенных в них веществ к дневной поверхности. В природных условиях, где время взаимодействия исчисляется тысячами лет, процессы выщелачивания при вертикальной миграции рассолов определяют геохимический спектр аномалий в местах разгрузки вод на дневной поверхности.

Минерализация поверхностных вод слоя сезонного оттаивания составляет 0,3г/л, в них преобладают кальций, магний, сульфат- и гидрокарбонат-ионы, содержания

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

микроэлементов (Co, Ni, Ba, Sr и др.) менее 1мг/л. Большой перепад концентраций элементов в рассолах и поверхностных водах усиливает процессы диффузионно-фильтрационного массопереноса веществ с нижних горизонтов к дневной поверхности. Путями миграции служат тектонические трещины, пронизывающие перекрывающий чехол.

Приуроченность наложенных ореолов к трещиной тектонике позволяет предположить, что размеры и форма геохимических аномалий на дневной поверхности определяются соотношением размеров кимберлитового тела и мощности чехла над ним.

Вторичные наложенные ореолы рассеяния погребенных кимберлитовых тел изучены на шести объектах Алакит-Мархинского поля с различными соотношениями размеров тел и мощности перекрывающего чехла. Район опытно-методических работ относится к таежным ландшафтам на мерзлых породах. Под почвенно-моховым покровом расположен дресвянисто-щебенистый горизонт мошностью 1 м, представленный сильно увлажненными суглинками с обильной щебенкой коренных пород, ниже идут мелкоглыбовые образования, сменяемые крупноглыбовым элювием, плотно сцементированным льдом.

Литохимические пробы отбирались по сети 100 х 25 м с глубины 0,2 м. Для изучения распределения содержаний микроэлементов в вертикальном разрезе рыхлых образований по профилям, пересекающим центральные части трубок, элювио-делювий опробован по вертикали шагом 0,2 м.

Размах концентраций элементов в почвенном слое над трубкой и за ее пределами невелик. Для повышения уровня аномального сигнала в точках опробования вычислены значения мультипликативных показателей: J1=Ni×Co, J2=Ba×Sr, J3=Sc×Y, составленных из элементов, преобладающих в рассолах и выносящихся из кимберлитов при их выветривании. Элементы, объединенные в пары, характеризуются положительными значимыми корреляционными связями. Высокий коэффициент парной корреляции между Ba и Sr, элементов с разно направленным поведением в зоне гипергенеза может рассматриваться, как подтверждение их совместного поступления из единого глубинного источника.

Средние значения показателей в области проекций трубок выше нежели за их пределами: J1 в 1,1; J2 в 1,5; J3 в 1,6 раза. Они лежат в пределах центральной части тела и тяготеют к эндо- и экзоконтактам.

В разрезе ореолы имеют столбообразную форму и прослеживаются над контактами трубки от подошвы рыхлого слоя до дневной. Морфология наложенных ореолов во многом определяется процессами мерзлотного перемешивания рыхлых образований, выравнивающими состав выше и нижележащих горизонтов. Все ореолы характеризуются увеличением концентраций и линейных размеров аномалий к верхам разреза. Изменение продуктивностей ореолов с глубиной носит линейный характер. Исключение составляют ореолы никеля, которые не выходят на дневную поверхность. Вероятно, это связано с выщелачиванием Ni из верхнего горизонта коры выветривания. Эффективная ширина мультипликативных аномалий Ni-Co на глубине 0,2 м не превышает 20 м, ширина аномалии Ba-Sr и Sc-Y достигает 100-150 м.

Ореолы элементов различных групп: Ba-Sr, Ni-Co, Sc-Y пространственно обособленны между собой, в точках максимальных концентраций элементов одной группы содержания других минимальны. Наблюдается лишь частичное совмещение ореолов Ba-Sr и Sc-Y.

Для определения природы литохимических аномалий по профилям, проходящим над трубками, определены содержания Na, K, Cl в водных вытяжках грунта с глубины 0,2 м. Эти элементы - ведущие компоненты подмерзлотных рассолов, и относятся к классу активных водных мигрантов. В зоне гипергенеза для Na и Cl нет физико-химических барьеров, в обводненных ландшафтах зоны многолетнемерзлых пород их аномалии фиксируют места разгрузки рассолов. Распределение аномалий калия, натрия

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

и хлора повторяет распределение бария и стронция, они также .тяготеют к контактам кимберлитов с вмещающими породами.

Наиболее контрастные аномалии над погребенными трубками дают мультипликативные показатели, составленные из Ba, Sr, Sc, Y, Ni, Co.. Над трубками в целом выделяется две группы аномалий: первая трассирует зону контакта кимберлитового тела, вторая располагается на линиях эллипсов, описанных вокруг трубки, на удалении 300-800 м. Соотношение полуосей этих эллипсов такое же, как у трубок. Расположение аномалий не зависит от ландшафта и состава пород перекрывающего чехла, обнажающихся на дневной поверхности.

Можно предположить, что появление их связано с миграцией компонентов рассолов по кольцевым трещинам околотрубочной тектоники. Объективность существования кольцевой структуры подтверждается пространственно-статистическим анализом значений мультипликативной функции. Различия средних для произвольно ориентированной кривой и выделенных эллипсов, включая всех попадающие на них точки, статистически значимы с надежностью 99,9%, что свидетельствует о неслучайном характере расположения аномалий.

Выводы:

Наложенные ореолы проявляются над погребенными кимберлитовыми трубками при мощности перекрывающих отложений 70 м. Наиболее контрастные ореолы образуют Ba , Sr ,Sc, Co, Ni - элементы, преобладающие в подмерзлотных рассолах и выщелачиваемые ими из кимберлитов.

Ореолы трассируют с поверхности тектонические нарушения, по которым идет миграция компонентов подмерзлотных рассолов к дневной поверхности. Форма аномалий над трубками зависит от соотношения размеров погребенного тела и мощности чехла над ним. Ширина ореолов составляет 50-100 м, длина - в пределах диаметра трубок.

Литература.

1. Воробьев С.А.,Юркевич Ю.Р. Геохимические методы поисков кимберлитов под базальтовыми покровами. Изв.ВУЗов, сер."Геология и разведка",N9,1986.
2. Ершов Э.Д. Физико-химия и механика мерзлых пород. М:.МГУ, 1986.
3. Зинчук Н.Н. и др. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М:.Недра,1987.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТАКСОНОВ ТОМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В.Г.Ворошилов
Томский политехнический университет, г.Томск

Литогеохимические съемки на территории Томского выступа палеозойского фундамента проводились в 1973-91 г.г. под руководством А.П.Бердникова и А.И.Скогорева. В процессе изучения ряда рудопроявлений золота, сурьмы, полиметаллов проведено геохимическое опробование вторичных и первичных ореолов рассеяния по сети 250x50 м, опытно-методические работы по биогеохимическому картированию, выполнено донное опробование бассейнов рек Тугояковка, Басандайка, Большая и Малая Ушайки. Результаты исследований в открытой печати не публиковались и обсуждения их не проводилось. Автором проведено обобщение полученных материалов, их математическая обработка и переинтерпретация, в соответствии с результатами комплексных исследований, проведенных по хоздоговору с Томскгеолкомом, изложенными в ряде статей настоящего сборника.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В соответствии с современными представлениями, аномальные структуры геохимического поля возникают в результате многоуровневой концентрации вещества вследствие развития конвективных рудогенных систем и представляют собой островные конструкции, зонально размещенные относительно рудогенерирующих источников [2,3,4]. Накопление рудного вещества происходит поэтапно, от крупных металлогенических таксонов ко все более локальным. На каждом иерархическом уровне объекта формируется ядерная зона концентрирования рудных элементов, окаймленная зоной их выноса (транзита по [1]), переходящая далее во фронтальную зону концентрирования, характеризующую область накопления элементов предыдущего уровня (более крупной металлогенической единицы). Каждому уровню соответствует свой набор элементов-индикаторов рудоносных структур.

Выполненный в процессе проведения съемок полуколичественный спектральный анализ на 31 элемент охватывает основной круг рудных компонентов и их спутников, формирующих аномальные геохимические структуры ранга рудных полей, месторождений и рудных тел. В то же время, отсутствуют сведения по распределению элементов-индикаторов структур ранга рудных узлов и районов (Al, Si, K, Na) и даже центробежных элементов ранга рудных полей (Fe, Ca, Mg). Между тем, локализация металлогенических таксонов этих масштабов является для Томского района первоочередной задачей.

Поскольку при современной чувствительности спектрального анализа не всегда возможно уловить проявление рудных процессов по содержаниям отдельных элементов-примесей, нами предпринята попытка выявления ассоциаций элементов, синхронно изменяющих свою концентрацию под воздействием определенного процесса. Для этих целей нами был использован R-метод факторного анализа с вращением факторов различными методами. Процедура выполнена раздельно для пород фундамента, даек, коры выветривания, аллювиальных отложений различных участков, а также по результатам донного опробования, характеризующим район в целом. Проанализированы, кроме того, мономинеральные фракции пирита и сфалерита участков Семилуженского и Турунтаевского.

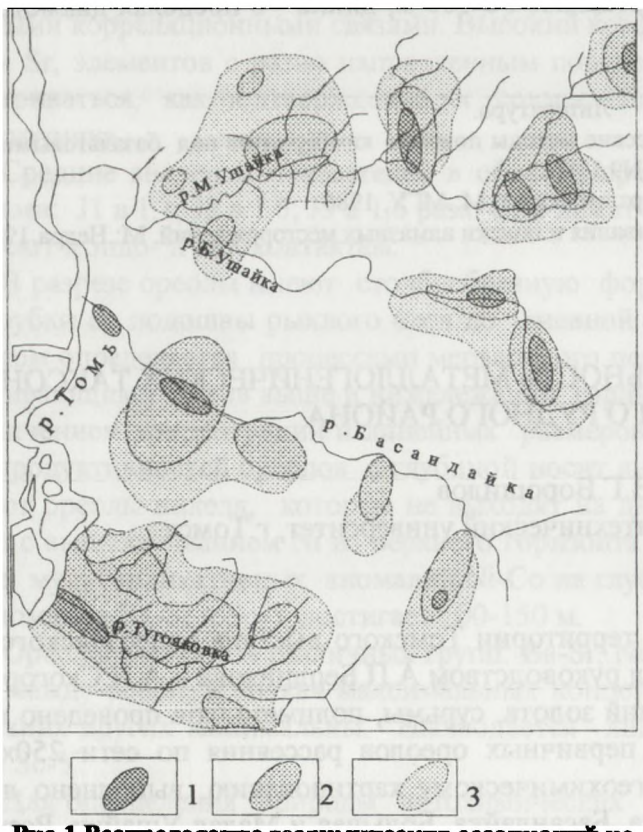


Рис.1 Распределение геохимических ассоциаций на территории района по результатам факторного анализа
Факторы (ассоциации): 1 - Ti, Zr; 2 - Cu, Co, Ni; 3 - Ba, Mn.

Во всех разновидностях коренных пород выявлено 3 устойчивых ассоциации элементов, частично сохраняющихся в коре выветривания и аллювии: 1)Cu, Co, Ni,Pb, Zn; 2) Ti, Zr; 3) Ba, (Cr, Mn). Элементы первой ассоциации входят в состав главных минералов-спутников золотого оруденения - пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, поэтому при среднемасштабных построениях Cu, Co, Ni, Pb, Zn целесообразно объединять в одну, «рудную», ассоциацию вместе с As, Sb, Au. Все выделенные рудные ассоциации фиксируются в эссексит-диабазах, что свидетельствует о дорудном возрасте последних. В пирите Семилуженского участка выявляется ассоциация Sb, As, Bi, Ag, которая прослеживается и в сфалерите Турунтаевской зоны. По донному опробованию выделяется 3 главных фактора (ассоциа-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ции): 1) Cu, Co, Ni; 2) Ti, Zr; 3)Ba, Mn. Геометризация значений этих факторов по площади района показывает, что они нередко формируют концентрически зональные ореолы, в центральных частях которых развита ассоциация Ti-Zr, которая к периферии сменяется на Cu-Co-Ni-Pb-Zn и далее на Ba-Mn (рис. 1). К центральным частям нередко приурочены также аномалии Sn, Mo, W, для зоны Cu-Co-Ni характерны повышенные концентрации Ag, As, Au.

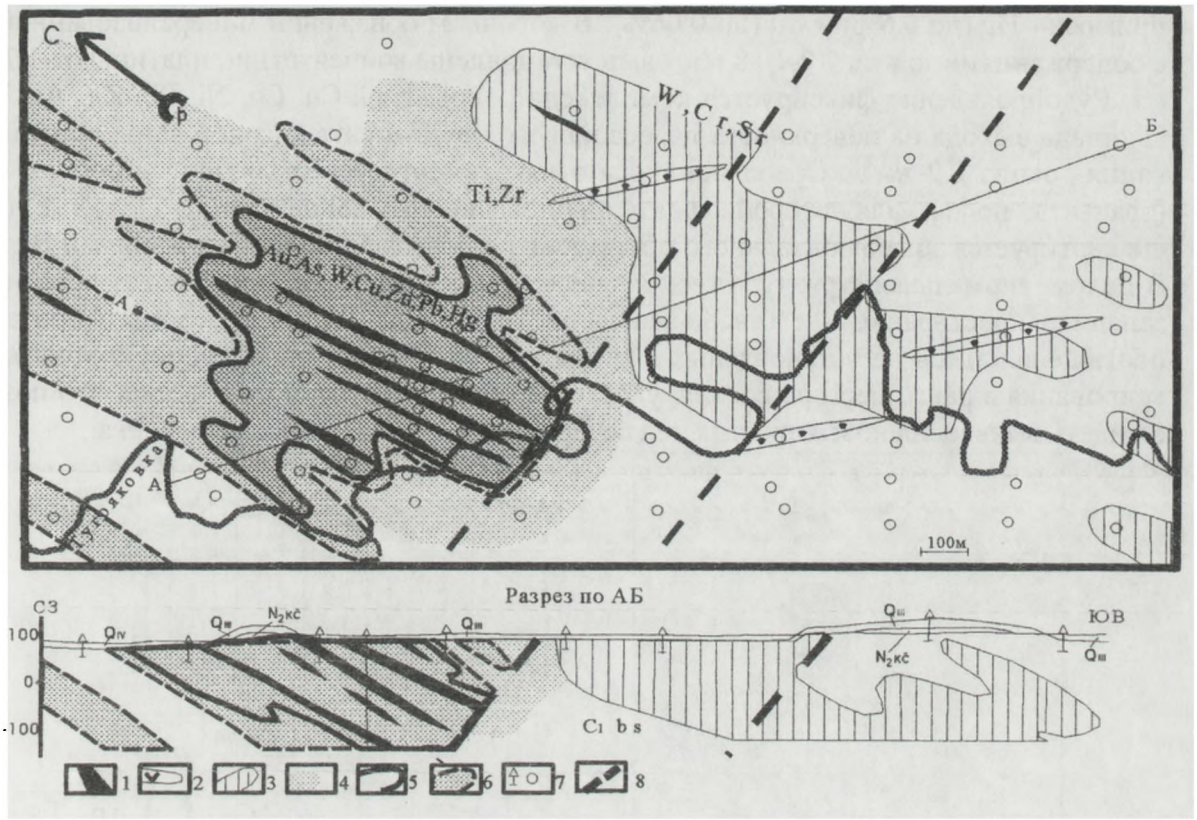


Рис.2 Схематическая геолого-геохимическая карта Батуринского рудопроявления золота

1-золотоносные зоны дробления, милонитизации, окварцевания; 2- дайки долеритов; 3-5 - зоны аномальной структуры геохимического поля: 3 - зона фронтального концентрирования; 4 - зона транзита; 5 - зона ядерного концентрирования; 6 - аномалия As; 7 - буровые скважины; 8 - пред-полагаемые разрывные нарушения.

С учетом геологических, геофизических данных, результатов бурения и шлихового опробования можно дать следующую интерпретацию полученным ассоциациям. Ti и Zr фиксируют накопление в породах сфена и циркона и вместе с Sn, Mo, W являются индикаторами гранитоидного магматизма над невскрытыми куполовидными выступами гранитоидов. Cu, Co, Ni вместе с Pb, Zn, Ag, Au, As формируют вокруг этих выступов зональные рудные ореолы. Для периферии выделяемых структур, по рангу соответствующих рудным полям, характерна ассоциация Ba, Mn. Скважинами здесь часто вскрывается баритовая минерализация.

Внутри рудных полей и месторождений проявлена своя зональность, которая может быть выявлена по результатам более детальных работ. В качестве эталонных объектов для исследования зональности этих рангов могут быть использованы участки Батуринский, Семилуженский, Турунтаевский, характеризующие различные зоны Томского рудного района.

Батуринское проявление золота находится в нижнем течении реки Тугояковки, в 3 км выше ее устья. Рудоносный участок представлен несколькими сближенными минерализованными зонами дробления и милонитизации север-северо-западного простирания с

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

падением на ВСВ. Между ними развито еще несколько систем прожилкового окварцевания, формирующих, по данным А.И.Скогорева, золотоносный штокверк среди сланцев, алевролитов и песчаников басандайской свиты нижнего карбона (рис. 2). Сульфидная минерализация в прожилках и вмещающих породах представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином. Содержание Au в рудах колеблется в пределах 1 - 17 г/т (среднее по штокверку 5.3 г/т). Проба золота 898-913, характерные примеси - Hg (до 0.6%) и Cu (до 0.06%). В коренном обнажении минерализованной зоны, с содержаниями золота 7.2-10.8 г/т, нами установлены концентрации платины от 1.7 до 2.8 г/т. Рудопроявление фиксируется комплексной аномалией Cu, Co, Ni, Pb, Zn, As, W, Hg. Площадь выхода на поверхность палеозойского фундамента ядерной зоны концентрирования около 0.2 км^2. Ореол привноса этих элементов окаймляется зоной их выноса (транзита, по [1]), для которой характерны повышенные концентрации Ti и Zr. Еще дальше картируется зона фронтального обогащения с повышенными содержаниями Ba, Cr, W. В целом, аномальная структура геохимического поля месторождения имеет север-северо-западное простирание и с северо-запада не оконтурена. Элементы зоны фронтального обогащения здесь не установлены, а аномалия As, фиксирующая ядерную зону концентрирования в ранге месторождения, уходит за пределы изученного участка, что позволяет ожидать выявления новых рудных тел северо-западнее известного штокверка.

Рис 3. Схематическая геолого-геохимическая карта Семилуженского участка (по материалам А.И.Скогорева).

1-доломитизированные глинистые сланцы турнейского ярус 2-граница мел-палеогеновой коры выветривания; 3 - аллювы кочковской свиты; 4 - четвертичные отложения; 5 - дайки з сексит-долеритов; 6 - ядерные зоны концентрирования ма штаба рудных тел (Sb, Au, Zn, Cu, As, Bi); 7 - ядерная зон концентрирования масштаба месторождения (Zn, Cu, Ni,Pb, M W); 8 - зона транзита (вынос большинства элементов, привно Ti, Zr); 9 - фронтальная зона концентрирования (Zn, Ni, Mo, W с ядерными зонами концентрирования масштаба рудных т (Sb, Au, As, Zn, Cu, Bi, Ag). 10 - контур Семилуженского пр явления; 11 - буровые скважины

Семилуженское золото-сурьмяное рудопроявление расположено в долине реки Киргизки, вблизи села Семилужки. Оруденение приурочено к минерализованным зонам дробления в узлах пересечения северо-восточных и субмеридиональных разрывных нарушений и представлено кварцево-антимонитовыми линзами и желваками антимонита в раздробленных сланцах турнейского яруса C_1. Содержание Sb в рудах достигает 21.4%, Au - до 3г/т. Во вмещающих породах широко проявлена вкрапленность пирита, пирротина, арсенопирита, в шлихах из долин р.р. Киргизка, Каменка и их притоков выявлены антимонит, золото, киноварь. В окрестностях Семилуженского проявления локализовано еще 2 пункта с золото-сурьмяной минерализацией - Каменское и Межовское проявления.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В районе Семилуженского участка проведена съемка по вторичным ореолам рассеяния на площади около 20 км^2 и по первичным ореолам - на площади 1.5 км^2. Выявлены и геометризованы в пространстве первичные и вторичные ореолы Sb, As, Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Cr, V, Ba, Li, Sn, Mo, W, Bi, Au, Ag. Несмотря на значительную мощность неоген-четвертичных аллювиальных отложений (до 20м), первичные и вторичные ореолы хорошо коррелируются друг с другом. Комплексные ореолы привноса Zn, Pb, Cu, Ni, Co, Ba, Li в целом имеют северо-восточное простирание и прослеживаются на расстояние до первых километров, фиксируя зону ядерного концентрирования в масштабе рудного поля. Конкретные рудопроявления отмечаются комплексными зональными ореолами СВ простирания протяженностью до первых сотен метров. В ядерной зоне концентрирования накапливаются Sb, Au, Zn, Cu, Ni, Mo, W, As, для зоны транзита характерны Ti, Zr, фронтальная зона концентрирования обогащена всеми перечисленными элементами, кроме Ti и Zr. Судя по характеру геохимического поля, известное Семилуженское проявление локализуется во фронтальной зоне концентрирования, что позволяет ожидать выявления в ядерной аномальной зоне более масштабного оруденения, возможно, не выходящего на поверхность палеозойского фундамента.

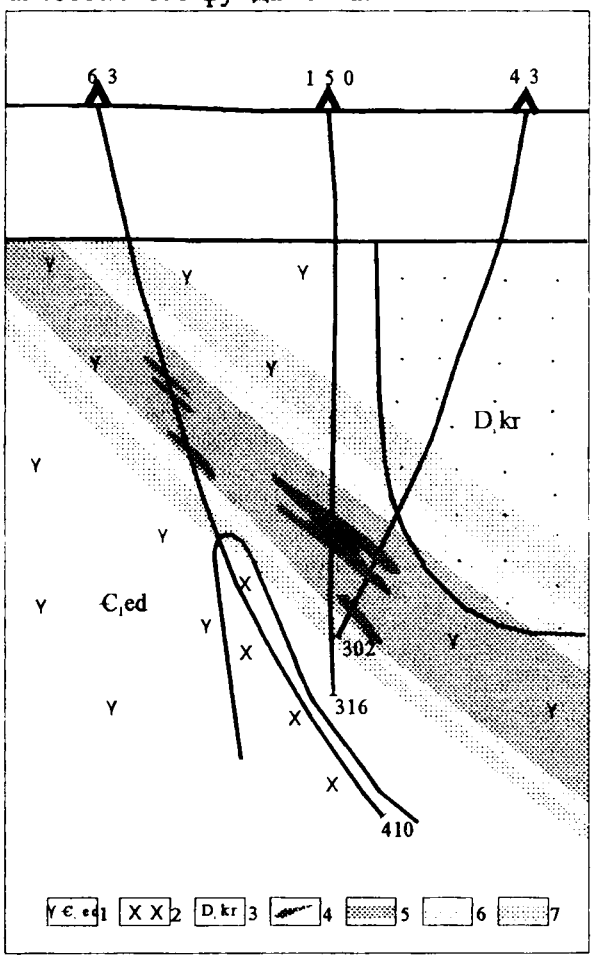


Рис.4 Схематический геолого-геофизический разрез через Искринское проявление Турунтаевсекой цинковой зоны

1-андезибазальты единисской свиты; 2-микродиориты; 3-терригенные отложения красногорской свиты; 4-рудные тела; 5-7 - зоны аномальной геохимической структуры: 5 - ядерная зона концентрирования (Zn, Cu, Hg, Sb, Ag); 6 - зона транзита (вынос Zn, Cu, Hg, Sb, Ag, привнос Ti, Zr, Mo); 7 - зона фронтального концентрирования (Ba, Cu, Zn, Bi).

Турунтаевский участок полиметаллической минерализации расположен в 65 км северо-восточнее г. Томска. Рудная зона приурочена к тектоническим нарушениям субмеридионального направления среди андезибазальтов единисской свиты $Є_1$ и тяготеет к их контакту с чернымим сланцами того же возраста. Мощность рыхлых неоген-четвертичных

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

отложений составляет 70-80 м. Оруденение локализовано в кварцево-серицит-карбонатных метасоматитах с рассеянной вкрапленностью пирита, сфалерита, халькопирита, иногда золота. Руды мономинеральные, сфалеритовые, прожилково-вкрапленные, содержание Zn достигает 21.9% (в среднем 4.2%).

Рудная зона прослежена скважинами по простиранию до 12 км и на глубину свыше 300 м. Анализ результатов литогеохимического опробования керна скважин показывает следующее. Зона в целом фиксируется комплексной первичной аномалией Zn, Cu, Pb, Co, Ni, отвечающей зоне концентрирования масштаба рудного поля. В пределах рудных участков, соответствующих рангу месторождения, локализуются зоны ядерного концентрирования , обогащенные Zn, Cu, Hg, Sb, Ag,, Bi, Mo, Ti, Zr и соответствующие им зоны фронтального обогащения с ореолами Ba. На уровне конкретных рудных тел в ядерной зоне концентрирования накапливаются Zn, Hg, Sb, Ag, Cu, зона транзита характеризуется выносом этих элементов и накоплением Ti, Zr и Mo. Во фронтальной зоне концентрируются Ba, Cu, Zn, Bi (рис. 4).

Таким образом, все типы рудопроявлений Томского района фиксируются комплексными аномалиями Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Hg, Sb, As, Mo, W, Ti, Zr, Ba, слагающими однотипно построенные зональные структуры. Данные факторного анализа, в том числе по мономинеральным фракциям, свидетельствуют о проявлении единого для всех участков рудогенерирующего процесса. Особенно характерны для всех рудопроявлений повышенные концентрации ртути и сурьмы, в том числе в мономинеральных фракциях. Индивидуальные особенности отдельных объектов обусловлены проявлением в районе латеральной геохимической зональности, что позволяет ожидать выявления здесь как золото-платиноидных, так и золото-сурьмяных и золото-полиметаллических месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томскгеолкома.

Литература

1.Григоров С.А., Куклин А.А., Куклин А.П., Розенблюм И.С. Основные черты геохимической зональности золоторудных месторождений Северо-Востока СССР// Тихоокеанская геология, 1988, №3. - С.97-103.

2.Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. Л.: Недра, 1990. - 336 с.

3.Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. - 247 с.

4.Таусон Л.В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых// Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск, 1983. - С.5-18.

ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВАЯ ФОРМАЦИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А. Говердовский
Горно-Алтайский госуниверситет, г. Горно-Алтайск

В пределах Горного Алтая устанавливается единственное рудопроявление - Юстыдское, которое мы относим к олово-вольфрамовой формации. Рудопроявление расположено на северных склонах водораздела рр. Юстыд-Чагангол и локализуется в северо-западном экзоконтакте Юстыдского массива на расстоянии 150-250 м от контакта. Вмещающими породами являются кварц-плагиоклазовые метаморфиты.

Рудопроявление представлено грейзеново-жильной зоной, расположенной в западной краевой части меридионального нарушения, по всей видимости, контракционной природы. Зона прослежена на 80 м по простиранию и 30 м по падению (в рельефе). Она представляет собой три кулисообразно расположенные жилы протяженностью от 6 до 60 м и мощностью 5-10 см. Контакты жил извилистые, нередки пережимы и раздувы, постепенно уменьшаясь по мощности жилы выклиниваются и переходят в ветвящиеся кварц-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

турмалиновые прожилки, а последние гаснут с образованием грейзенового штокверка. Грейзенированы также межжильное пространство и околожильные породы. Грейзены по составу кварц- турмалин-мусковитовые, иногда с топазом.

Оруденение, судя по взаимоотношениям минералов, сформировались в три стадии, которые по сути своей являлись следующими друг за другом пульсационными инъекциями рудообразующего раствора. Выделяются ранняя сульфидная стадия (арсенопиритовая), собственно рудная (флюорит-турмалин-рудная) и заключительная сульфидная (пирит-халькопиритовая). Главный жильный минерал во всех стадиях - кварц, второстепенные - флюорит и турмалин; в небольших количествах отмечается полевой шпат.

Жилы характеризуются зональным строением: зальбанды выполнены преимущественно арсенопиритом, центральная часть сложена кварц-флюорит-турмалиновой ассоциацией с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, касситерита, халькопирита, пирита, пирротина, арсенопирита, самородного висмута и висмутина. Основной объем жилы занимают кварц, турмалин и арсенопирит. В последнем часто отмечается висмутин. Оруденение в жилах распределено крайне неравномерно и носит гнездово-вкрапленный характер. Вольфрамит образует крупные кристаллы (до 5 см) и его скопления наблюдаются главным образом во флюорит-кварцевых частях жил, реже в участках, обогащенных арсенопиритом. В нем установлена примесь Nb_2O_5 - 0,05172%, Ta_2O_5 не обнаружен. Касситерит образует отдельные кристаллы (0,1-0,5 см) и гнездовые вкрапления. Наиболее концентрированная касситеритовая минерализация приурочена к турмалиновым частям жил, кроме того, минерал развивается совместно с вольфрамитом и вместе с ним иногда интенсивно дробится и цементируется халькопиритом. В халькопирите присутствуют капельки самородного висмута.

Околожильные грейзены, независимо от состава, содержат вкрапленность вольфрамита, шеелита, касситерита, берилла, халькопирита, пирротина, пирита, арсенопирита, монацита. При этом наибольшее количество главных рудных минералов вольфрамита и касситерита устанавливается в связи с кварц-турмалиновыми грейзенами. Следует отметить, что как в жилах, так и околожильных грейзенах вольфрамит преобладает над касситеритом. Главными рудными компонентами являются вольфрам и олово при преобладающей роли первого. Содержания этих элементов в отдельных сечениях достигают нескольких процентов. В высоких концентрациях иногда в рудах присутствуют бериллий (до 0,02 %), висмут (до 0,01%) и медь (до 0,05 %). В грейзенах содержание вольфрама, олова и меди значительно ниже (соответственно 0,1, 0,02 и 0,1 %), а бериллия и висмута выше (до 0,1 %). Кроме того, в грейзенах зачастую отмечаются высокие содержания иттрия, циркония, лантана и ниобия (0,01-0,05 %).

В целом довольно отчетливо устанавливается минералого-геохимическое сходство рассматриваемой олово-вольфрамовой минерализации с грейзеново-редкометалльным оруденением, локализующимся в самом гранитном массиве, что свидетельствует о их генетическом родстве. Оторванность Sn - W оруденения от гранитного массива обуславливается, вероятно, мощным прорывом пневматолитового раствора в глубоко дренирующую, от внутреннего магматического очага во вмещающие породы, трещину контракции ранних стадий кристаллизации гранитного плутона.

Юстыдское рудопроявление олово-вольфрамовой формации не имеет аналогов в Горном Алтае. Олово-вольфрамовая минерализация в целом не характерна для этого региона. Ближайшие олово-вольфрамовые проявления широко развиты в Калбо-Нарымской зоне (Восточный Казахстан). Россыпь олова известна по р. Каргы в Юго-Западной Туве с невыявленным источником сноса, но пространственно тяготеющая к лейкогранитам юстыдского типа. В других рудных районах мира типичными представителями олово-вольфрамовой формации, выявляющими черты сходства с Юстыдским рудопроявлением, являются месторождения Северо-Востока СССР (Иультии, Барыллыэмах и др.), Забайкалья (Комсомольское, Спокойнинское), Южного Китая в районе массива Цзянси (Шанпин, Тадзишань, Гуймэйшань), района Корнуэлла (Клигга Хэд, Сент Майклз Маунт) и некото-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

рые другие, развитые главным образом в активизированных областях (щитах, платформах, складчатых структурах) и тесно связанные с породами гранитного ряда.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СДВИГОВЫХ ЗОН НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕАБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

С.В. Гуков
Кузбасский Государственный технический университет, г. Кемерово

Железорудный район включает в себя ряд месторождений и более 20 рудопроявлений и магнитных аномалий. Он расположен в западной части кембро-ордовик-силурийской миогеосинклинали Западного Саяна в области сочленения Западно-Саянских и Горно-Алтайских структур. Сочленение происходит по Шапшальскому глубинному разлому северо-западной ориентировки. Разлом имеет позднепротерозойско- раннекембрийское время заложения [1] и оказывает заметное влияние на всю дальнейшую геологическую историю района. Важнейшим структурным элементом района является субширотная Коныйско-Бедуйская зона метаморфизма. По характеру магматизма район относится к типу сиалических. В составе магматических образований района преобладают гранитоиды большепорожского и джойского комплексов. Базальтоидный магматизм проявлен ограничено и приурочен преимущественно к рудным полям [6].

Основу района составляет терригенная флишоидная формация, сложенная труднорасчленимыми отложениями верхнего кембрия - нижнего ордовика горноалтайской свиты. В ордовикское время эта территория, в отличие от остальной части Западно-Саянского синклинория, развивалась как зона тектонического скучивания (таконская фаза складчатости). В силуре в районе получают развитие деструктивные процессы, проявившиеся, в основном, по северо-западным структурным направлениям. Именно с деструктивным этапом развития земной коры района связано накопление рудовмещающих карбонатно-терригенных отложений ярышкольской свиты нижнего силура и проявление процессов железооруденения [3].

Месторождения и рудопроявления района, локализуясь в отложениях ярышкольской свиты, цепочкой трассируют северо-западные региональные разломы. Размещение месторождений определяется участками локального искривления разломов и внутриразломных структур: в одних случаях - субмеридиональных, в других - субширотных. Возникновение изгибов обусловлено наличием препятствий, мешающих свободному смещению по разломам: жесткие блоки гранитоидов и метаморфитов, поперечные северо-восточные разломы. Кроме того, возникновение структурных неоднородностей на магистральных разрывах может быть связано с дискретностью проявления деформаций при развитии разрывных нарушений любого масштаба. Изгибы разломов, к которым приурочено оруденение района, представляют собой своеобразные узлы деформации, имеющие автономные локальные, относительно вмещающей рамы, тектонодинамические и магмофлюидные режимы развития. Автономность этих участков проявилась уже на стадии седиментогенеза и выразилась в обогащении отложений свиты карбонатным материалом и в формировании первичных рудных концентраций [8].

Геолого-структурное и тектонофизическое картирование рудных полей позволили выявить разномасштабные структурные парагенезисы, свидетельствующие о правосдвиговой активизации рудоносных разломов северо-западной ориентировки в условиях действия регионального меридионального сжатия [3,4]. Сдвиговый геодинамический режим обусловил развитие глубокопроникающих, узколокализованных разломов (сдвигов), обеспечивающих дренирование, миграцию и локализацию глубинного вещества. Сдвиго-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

вый режим имел устойчивый во времени характер и сопровождал процессы структуро- и рудообразования на месторождениях района. Развитие сдвиговых зон способствовало формированию в их пределах структурных элементов (СЭ) сдвига, сжатия и растяжения, которые создают структурный парагенезис сдвиговой зоны, близкий к третьему и восьмому типам структурных парагенезисов по А.В. Лукьянову [10].

Северо-западные участки разломов с преимущественным развитием сдвиговых СЭ не несут следов оруденения. Оруденение района локализуется в СЭ сжатия или растяжения, которые получают развитие в участках локального искривления рудоносных разломов. В пределах субширотных изгибов, субнормальных региональному сжатию, формируются в основном СЭ сжатия: напряженные, опрокинутые складки с субгоризонтальными шарнирами, надвиги, взбросы, зоны рассланцевания, интенсивная трещиноватость; деформация рудовмещающих пород протекала преимущественно в условиях простого сдвига. Для субмеридиональных изгибов рудоносных разломов, субпараллельных региональному сжатию, характерно проявление СЭ растяжения: зоны дробления, раздвигания, более хаотичноориентированная трещиноватость, складки имеют наклонные, часто крутые шарниры; деформация рудовмещающих пород протекала преимущественно в условиях чистого сдвига.

Приуроченность оруденения района к СЭ сжатия и растяжения связана с особенностями проявления региональных напряжений. Для регионального поля напряжений устанавливаются [3]: пульсационный характер проявления, инверсия и переменная активность сжимающих и растягивающих напряжений. Это обусловило периодическую приоткрываемость широтных и меридиональных участков рудоносных разломов (СЭ сжатия и растяжения) и постоянную относительную "закрытость" северо-западных участков разломов (СЭ сдвига) в период рудообразования, что обеспечивает устойчивость флюидопроводников в пространстве, благоприятную для развития глубококорневых рудообразующих термогидроколонн.

Участки рудоносных разломов с преимущественным развитием рудовмещающих СЭ характеризуются локальными тектонодинамическими режимами развития, являющимися производными регионального поля напряжений. В частности, на участках развития СЭ сжатия будет преобладать тектонодинамический режим сжатия при протекании процессов структуро- и рудообразования и наоборот. Связь генетически родственных месторождений с СЭ различных локальных тектонодинамических режимов позволила выделить минералого-геохимические индикаторы региональных и локальных динамических условий структуро- и рудообразования [3,7]. Анализ вещественного состава рудных полей, масштабов оруденения [6,9] позволяют с большей перспективностью для района оценивать месторождения сформированных в СЭ растяжения.

Реконструированный древний (силур-девон) региональный динамический режим и структурный парагенезис первого порядка близки современному динамическому режиму и парагенезису неотектонических структур, восстановленных для западной части Западного Саяна [2,5,11]. Это свидетельствует об унаследованном характере развития тектонических структур региона в течении всего фанерозоя.

Литература

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.7. Л.: Недра, 1988. 300 с.
2. Геология и геофизика. 1996. № 2. С.4-60.
3. Гуков С.В. Структурно-генетическая модель месторождений Верхнеабаканского железорудного района (Зал. Саян): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1996. 19 с.
4. Гуков С.В., Князев Г.Б. Структурная эволюция силурийского железорудного комплекса Зап. Саяна // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Киев, 1990. С.56-58.5.
5. Дергунов А.Б. Структуры сжатия и растяжения на восток Алтая в четвертичное время //Геотектоника. 1972. № 3. С.99-110.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

6. Князев Г.Б. Закономерности размещения и особенности состава магнетитовых месторождений западной части Зап. Саяна //Проблемы типизации и прогнозирования железорудных месторождений. Новосибирск, 1990. С.33-46.
7. Князев Г.Б., Гуков С.В. Динамический режим и эндогенная минерагения рудоносных разломов Западного Саяна// Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск, 1989. С.207-208.
8. Князев Г.Б., Гуков С.В. Магнетитовые метапесчаники Верхнеабаканского железорудного района Зап. Саяна// Вулканогенно-осадочное рудообразование. С.-Петербург, 1992. С.83-85.
9. Князев Г.Б., Гуков С.В. Структурные условия локализации железных руд Верхнеабаканского железорудного района Западного Саяна //Вопросы геологии Сибири. Томск, 1992. С.115-123.
10. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
11. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов /В.Г.Трифонов и др. М.:Наука, 1988.363 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ И ПСЕВДОКОНГЛОМЕРАТЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО САЯНА

С.В. Гуков[1], Г.Б. Князев[2]
[1]Кузбасский ГТУ, г. Кемерово
[2]Томский госуниверситет, г. Томск

Железооруденение Западного Саяна по ряду признаков: геодинамической и структурно-тектоннической позиции оруденения, вещественному составу вмещающих пород, метасоматитов и руд, связи оруденения с малыми габброидными интрузиями и др., - может рассматриваться как особый тип железооруденения Алтае-Саянской складчатой области [1,2,3,4]. Одной из главных особенностей месторождений Западного Саяна является их связь с зонами региональных (глубинных) разломов: северо-западной ориентировки для месторождений Верхне-абаканского района и северо-восточной для Анзасско-Абаканссской и Карбайской групп месторождений. Для рудоносных разломов устанавливается длительный, многоэтапныый характер развития.

Связь месторождений и рудных полей с зонами разломов обусловила проявление интенсивных до-,со- , пострудных деформаций и привела к формированию сложной чешуйчато-складчатой структуры месторождений. На месторождениях фиксируются две-три фазы складчатости, получают развитие надвиги, взбросы, сдвиги, зоны рассланцевания, трещиноватости и дробления. Рудовмещающие породы и руды несут следы многостадийной пластической и хрупкой деформаций и преобразованы в тектониты различного типа.

В результате дислокационных процессов на железорудных месторождениях З.Саяна получают широкое развитие милониты, катаклазиты, тектонические брекчии и псевдогравелиты. Эти породы характерны для шовных участков разломных зон и, особенно, для граничных швов. Они образуют выдержанные по простиранию пластообразные и линзообразные тела мощностью до 60-70 м. Тектонические брекчии и псевдогравелиты по внешнему облику и форме залегания весьма похожи на обычные терригенные образования. Они сложены обломками пород, реже руд и цементом различного состава. Форма обломков меняется от резко неправильной угловатой в брекчиях до изометрически-округлой в псевдогравелитах. Размер обломков от нескольких мм до 10-15 см, содержание в породе от 40 до 80%. По способу образования и составу цемента можно выделить два типа тектонических брекчий и псевдоконгломератов: 1) брекчии и псевдоконгломераты с автохтонным цементом и 2) брекчии и конгломераты с аллохтонным цементом.

Первый тип брекчий образуется за счет дробления, будинирования и перетирания слоистых карбонатно- терригенных пород. По существу, эти породы представляют собой своеобразный «алюмосиликатно - карбонатный меланж». Можно проследить все фазы

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дробления пород: неизмененные слоистые породы – породы с будинированными терригенными слоями и прослоями – тектоническая брекчия – тектонические псевдогравелиты – карбонатные тектоносланцы (рис. 1). Обломки представлены алевролитами, реже песчаниками, известковистые песчаниками, сланцами. Цементом служит местный, сингенетичный терригенным породам карбонатный материал. Цемент имеет кальцитовый и доломитовый состав, часто с кварцем. При изменении брекчий в них развиваются: тремолит, тальк, флогопит, хлорит, реже альбит, пирит, халькопирит. Иногда брекчии оруденевают с образованием богатых магнетит-тремолитовых руд.

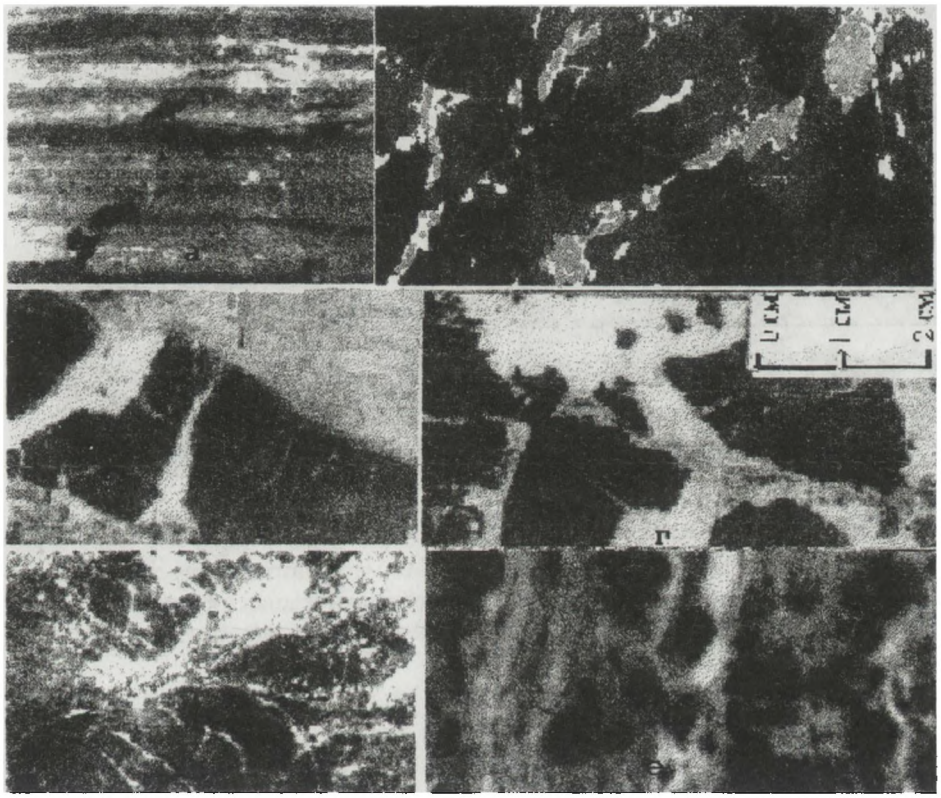


Рис. 1 Тектонические брекчии и псевдогравелиты с автохтонным карбонатным цементом. Последовательность преобразования карбонатно-терригенных пород: а, б - слоистые карбонатно-терригенные породы; в - будинирование терригенных прослоев; г - брекчии; д - псевдогравелиты; е - тектоносланцы

Второй тип брекчий (рис. 2) наибольшее развитие получает в шовных участках, ограничивающих рудовмещающие отложения. Они образуются в результате дробления пород различного состава: песчаников, алевролитов, сланцев, магматических пород, руд и цементации обломков цементом гидротермального происхождения. Раздробленные в результате тектонических движений породы являлись благоприятной средой для проникновения гидротермальных растворов, вызывающих часто значительную метасоматическую переработку обломков.

Состав гидротермального цемента брекчий может быть весьма разнообразным и разновозрастным. Наиболее широко на месторождениях Западного Саяна представлены следующие подтипы аллохтонных брекчий (по составу гидротермального цемента): брекчии со скаполитовым цементом, с кварц-альбит-микроклиновым цементом, с гематит-карбонатным цементом. Нередко на месторождениях фиксируются брекчии с магнетитовым (рудным) цементом и цеолитовым цементом. На Волковском месторождении кристаллизация цеолитов происходит на одной из заключительных стадий минералообразования.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

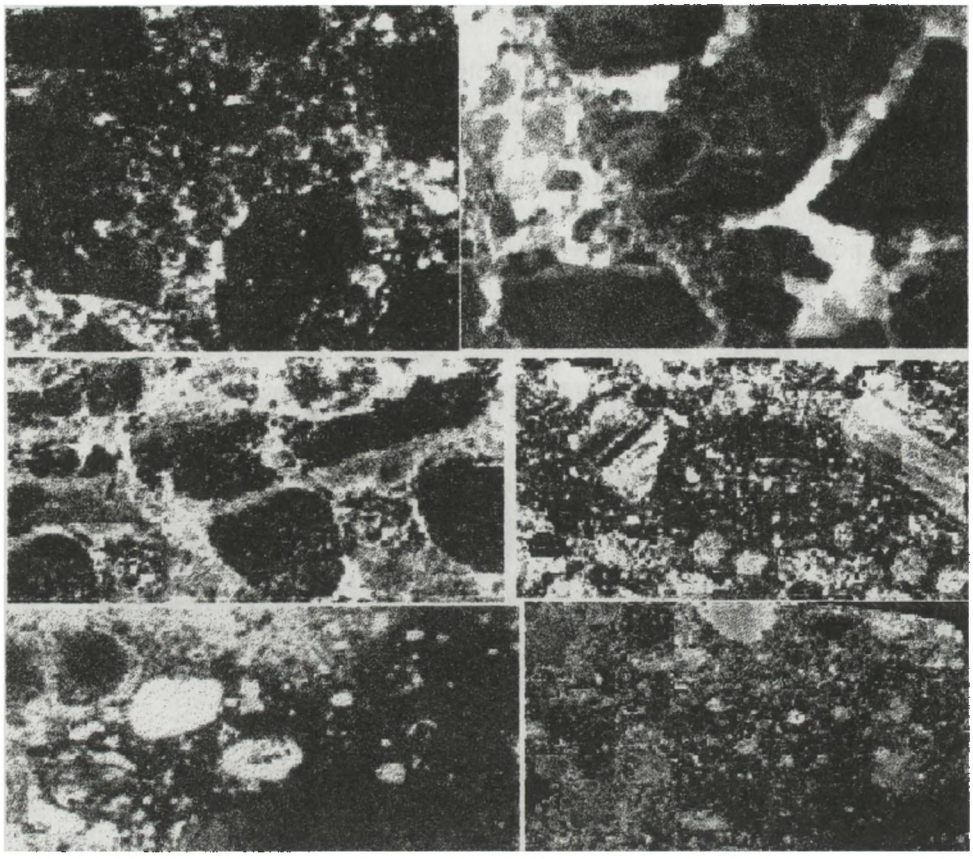


Рис. 2 Тектонические брекчии и псевдогравелиты с аллохтонным гидротермальным цементом. а, в – обломки - рудные магнетитовые, амфибол-магнетитовые, цемент- магнетит-гематит-кальцитовый(а) и альбит-микроклиновый(в), б, г, д, е - обломки- слоистых алевролитов, песчаников, кварцевых жил, руд, цемент- кальцитовый(б), кварц-альбит-микроклиновый(г,д) гематит-карбонатный(е)

Наличие на месторождениях Западного Саяна тектонических брекчий и псевдогравелитов с явно разновозрастными типами цемента и обломков объясняется сложным многостадийным характером развития рудоносных разломов и рудовмещающих структур. В то же время, широкое развитие тектонических брекчий и псевдогравелитов подчеркивает приуроченность железооруденения Западного Саяна к зонам региональных (глубинных) разломов.

Литература

1. Богацкий В.В., Курцерайте Ш.Д. Закономерности размещения метасоматических месторождений северной части Западного Саяна. М.: Недра, 1966. 175с.
2. Гуков С.В. Структурно-генетическая модель месторождений Верхнеабаканского района (Западный Саян): Автореф. дис…канд. геол.-минер. наук. Томск, 1996. 19 с.
3. Князев Г.Б. Закономерности размещения и особенности состава магнетитовых месторождений западной части Западного Саяна // Проблемы типизации и прогнозирования железорудных месторождений. Новосибирск, 1990. С. 33-46.
4. Князев Г.Б., Гуков С.В. и др. Контактово- метасоматические месторождения Алтае-Саянской области// Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия.- Томск, 1996. С. 22-39.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ АГУЛЬСКОГО РАЙОНА (В.САЯНЫ)

В.А.Домаренко, В.М.Машечков, А.А.Чаузов, И.Н.Чаузова
ГТП №53 «Феникс», МГГА, ГТП «Березовгеология»

Комплексное изучение металлогении и минерагении Агульского района начато в конце 50-х – начале 60-х годов XX столетия в процессе проведения Государственной геологической съемки масштаба 1:200000 и продолжено при геологосъемочных работах масштаба 1:50000. Основной материал получен при специализированных поисках, проводимых в 80-е годы ГТП «Березовгеология».

Хотя первые упоминания о полезных ископаемых региона относятся к концу XIX столетия, когда поступили первые заявки на разработку россыпного золота в бассейне р.Кунгуса (заявки Бажуртовская, Речкин и др.). Обобщенные сводки по золотоносности района и прилегающих территорий приведены в обобщающих работах А.А.Реутовского, М.И.Калинникова, И.К.Молчанова.

В результате этих работ выявлены свыше 500 точек рудной минерализации, в т.ч. три месторождения молибдена, одно комплексное медно-полиметаллическое месторождение, три месторождения радиоактивных металлов, большое количество рудопроявлений и точек минерализации. Часть объектов получила предварительную оценку, в т.ч. на глубину, большинство же ждут своей очереди.

Большинство рудных объектов района относятся к четырем геолого-промышленным типам: медно-молибден-порфировому в минерализованных зонах дробления в гранитизированных гнейсах рифея, уран-молибденовому, молибденовому штокверковому в девонских вулканитах и золотороссыпному в речных долинах. Для каждого из типов характерны свои пространственно-временные закономерности локализации оруденения, группирующиеся в три группы факторов (критериев): региональные, районные и локальные.

К региональным факторам относятся: структурно-литологические – узлы сопряжения глубинных разломов субмеридионального, субширотного и северо-западного направлений, сопровождаемые зонами дезинтеграции; блоки интенсивной гранитизации архей-протерозойского фундамента и последующей гидротермально-метасоматической проработки девонского вулканогенно-осадочного чехла; комплексные геохимические аномалии ведущих рудных компонентов, уровни накопления которых в 5 раз превышают фоновые концентрации; блоки значительной дифференцированности в распределении рудных элементов, в которых коэффициент вариации каждого из ведущих элементов составляет более 50 %; специализированные геохимические блоки, соответствующие, как правило, рудным узлам, характеризующиеся суммарным накоплением аномальных (более 5 кларков-концентраций) элементов.

На основании анализа закономерностей распространения вышеуказанных критериев в пределах Агульского рудного района отчетливо выделяются блоки, соответствующие рудным узлам изометричного либо линейного типов. Главными среди них являются Рябиновский (урановый), Минусинкинский (молибденовый) с соподчиненными им рудными полями; Агульско-Кахтарминский, включающий Агульское (молибденовое), Краснинское (уран-молибденовое), Кахтарминское (медно-полиметаллическое) с сопутствующей благороднометалльной минерализацией; Галкинский (молибденовый), Березовский (благороднометалльно-урановый), Карагасский (урановый), Агульский (золотороссыпной).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Размещение отдельных рудных полей и месторождений (уран-молибденовой формации) подчиняется следующим закономерностям, соответствующим рангу районных критериев (факторов):

- приуроченность оруденения к структурам внедрения, контролирующим пути проникновения рудоносных растворов – некки, штоки, силлы, дайки и другие морфотипы, контакты которых выполняют роль коллекторов (физико-химических барьеров);
- преимущественная локализация оруденения в благоприятном горизонте игнимбритов;
- рудные поля фиксируются обширными ореолами накопления урана, свинца, молибдена, серебра (свыше 5 кларков-концентраций) при значительной положительной связи между ними;
- -для рудных полей характерно широкое распространение гидротермалитов аргиллизит-березитовой формации.

Наиболее значимыми критериями контроля медно-молибденового оруденения являются следующие:

- приуроченность оруденения к фронтальной части гранитизации – зоны базификации в узлах сопряжения субширотной зоны дезинтеграции с оперяющими структурами других направлений;
- контроль оруденения ореолами гидротермально-измененных пород аргиллизит-березитовой формации;
- распространение в пределах рудных полей интенсивных обширных ореолов меди, свинца, цинка, молибдена, серебра, висмута, золота.

Для большинства выявленных месторождений и проявлений рудной минерализации разработаны локальные критерии и признаки с детальностью, соответствующей глубине изучения объектов. Их на данном этапе исследований можно объединить в следующие группы: минеральные формы ведущих компонентов, особенности выделения новообразованных минералов в процессе рудообразования, структурно-литологическая приуроченность рудных тел; вертикальная геохимическая зональность элементов, характер перераспределения щелочей и кремнекислоты в ходе руднометасоматического процесса.

Литература

1. Государственная геологическая карта масштаба 1:200000, лист №-47-1, 1963.
2. Смагин А.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые (листы №-47-37, А, Б, В, Г), 1975.

ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АГУЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (В.САЯНЫ)

В.А.Домаренко, А.А.Чаузов, И.Н.Чаузова
ГГП № 53 «Феникс», п.Сушиновка, ГГП «Березовгеология», г.Новосибирск

В докладе приводятся современные представления об особенностях истории геологического развития Агульского рудного района (В.Саяны), базирующиеся на материалах, полученных при проведении ГДП-50 геологами поисково-съемочной экспедиции № 53 ГГП «Березовгеология» в 1989-94 гг. При интерпретации результатов работ использован обширный фактический материал, опирающийся на большой объем буровых работ (около 300 тыс.м бурения), геофизические исследования масштаба 1:50000 – 1:2000 (грави-, магнито-, электроразведка), геохимические, в т.ч. гидрогеохимические поиски, специализированные работы (радиометрические, гамма-спектрометрические и прочие поиски).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Исследуемый район (лист №-47-37) расположен в бассейне р.Агул, в значительной степени выполнен вулканитами Агульского прогиба, расположенного между Бирюсинской и Канской глыбами В.Саяна, что и предопределило многоплановость геологического строения района и сложность истории его геологического развития.

Опираясь на современные представления развития окраинных областей древних платформ, анализируя геолого-тектоническую позицию изученного региона, нами в его пределах выделяются несколько структурных этажей (структурно-вещественных комплексов (СВК)), сформировавшихся в определенные этапы развития региона.

Наиболее древним среди них является архей–нижнепротерозойский СВК, сформировавшийся в беломоро-карельскую эпоху. Следующим по возрасту является позднепротерозойский (рифейский) СВК, производный гренвильско-байкальской эпохи. Силур-девонский СВК формировался в эпоху каледонско-герцинского тектогенеза на гетерогенном архей-протерозойском основании.

Современный киммерийский СВК представлен продуктами разрушения ранее образованных комплексов.

Метаморфические образования архей-нижнепротерозойского СВК, выполнявшие древний протогеосинклинальный бассейн и сохранившиеся в пределах Кахтарминского и Седелочного выступа Агульского прогиба, представляли собой первично вулканогенно-осадочные отложения риолитового и риолит-базальтового состава, метаморфизованные до амфиболитовой и гранулитовой фаций хайламинской серии, что свидетельствует об эвгеосинклинальном режиме осадконакопления. В первом приближении можно предположить существование на данной территории в архей-нижнепротерозойское время стратовулкана, производные которого заполняли эвгеосинклинальный прогиб.

В конце архей-нижнепротерозойского этапа произошло общее воздымание территории с превращением ее в консолидированную складчатую область с частыми импульсами тектонических подвижек и образованием складок различных порядков.

В процессе позднепротерозойского (рифейского) этапа, характеризующегося интенсивным проявлением процессов метаморфизма, ультраметаморфизма, сформировались огромные массы палингенно-метасоматических гранитоидов саянского комплекса, сопровождавшиеся формированием гранито-гнейсовых куполов и сопряженных с ними процессов образования метасоматических пород средне-основного состава в нижележащей зоне дегранитизации (арбанский комплекс). Палингенно-метасоматические гранитоиды в наиболее активных участках представлены палингенно-анатектическими плутонами (Березовский массив). В заключительный этап гранитизации, в ходе формирования подвижной магмы, образовались интрузивно-анатектические плутоны кварцевых щелочных сиенитов Таганского и Верхнекраснинского массивов.

До силур-девонского этапа развития региона территория представляет собой горную страну, разбитую на отдельные блоки, разделенные прогибами, представляющими собой межкупольные пространства с относительно стабильным режимом. Силур-девонский этап характеризуется интенсивной вулканической деятельностью с формированием сложнопостроенной вулканогенно-осадочной толщи агульской серии (янгозинская, имирская свиты) с перекрывающими ее конгломератами ассафьевской свиты и толеитовыми базальтами тайбинской свиты. В начале периода заметна тенденция к растяжению и приоткрыванию тектонических трещин, что способствовало интенсивной вулканической деятельности, являющейся заключительным этапом развития очагово-купольных структур. Образование чехла вулканитов началось с деятельности либо крупного щитового вулкана с центром в районе г.Минусинска, либо серии трещинных вулканов. Состав вулканитов этого периода довольно однороден – это лавы и туфы базальтов, андезито-базальтов, андезитов. К окончанию деятельности щитового вулкана процесс лавоизлияния в условиях сжатия был приостановлен на время, достаточное для формирования локальных магматических очагов, способных к ассимиляции вмещающих пород древнего основания, что привело к формированию нескольких стратовулканов с установлен-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ными кальдерами обрушения, расположенными над центральными частями гранито-гнейсовых куполов (очагово-купольные структуры) со специфическим набором анатектических вулканов андезито-дацитового, риолитового, трахириолитового составов. Высокая вязкость кислых лав в условиях сжатия способствовала образованию большого количества интрузивных субвулканических тел пестрого состава, вплоть до микрогранитов.

Смена тектонического режима (условия сжатия сменились на условия растяжения) привела к подновлению всех тектонических структур, формированию вулканов трещинного типа и излиянию лав основного, реже среднего состава, с подчиненным количеством туфового материала.

В этот период на западе площади происходило формирование Кунгусского грабена, выполненного грубообломочными отложениями ассафьевской свиты. Состав отложений свиты закономерно меняется от производных метаморфитов в низах разреза до обломков вулканомиктовых пород – в верхах.

В заключительную стадию силур-девонского этапа на фоне блоковых подвижек в среднедевонское время, особенно в зоне влияния Канско-Онотской глубинной структуры, сформированы толщи лав толеитовых базальтов тайбинской свиты, перекрывающие осадки Кунгусского грабена.

На современном этапе истории геологического развития район представляет собой горную страну, область завершенной складчатости, эпейрогенические движения в пределах которой способствовали формированию сложнопостроенных речных долин с террасами I, II, III и более высоких порядков.

АССОЦИАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОТОКАХ РАССЕЯНИЯ ЗОЛОТО-ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ САЛАИРЕ

Е.М. Дутова, Т.И. Романова
Томский политехнический университет, г. Томск

С целью выделения гидрогеохимических критериев рудоносности, которые должны обеспечивать возможность обоснования рудных районов, узлов, полей, была проведена новая интерпретация данных исследований, проведенных на северо-западном Салаире в 1980-1988 годах. В качестве гидрогеохимических критериев потенциальной рудоносности недр считаем целесообразным использовать гидрогеохимические поля прогнозируемого оруденения [1], под которыми понимаются ассоциации химических элементов, определяемые пространственными закономерностями поведения химических элементов в системе вода-порода-руда.

Исследуемая территория относится к известным рудным районам, где обнаружены мелкие коренные месторождения и рудопроявления полиметаллов, ртути, золота, разрабатываются россыпные месторождения. В геологическом строении участвуют карбонатные, терригенно-карбонатные, вулканогенно-терригенные породы палеозоя с часто встречающимися мелкими интрузивными образованиями позднедевонского возраста.

Гидрогеохимические исследования проведены в летнюю межень по поверхностным водотокам и источникам подземных вод с шагом опробования 500 метров на территории 1500 км^2 (плотность опробования составила около 1.5 на 1 км^2, что соответствует масштабу 1: 100 000 гидрогеохимических поисков). Методами атомной абсорбции, нейтронной активации, фотоколориметрии, атомной эмиссии был проведен анализ вод, результаты которого обработаны методами математической статистики с использованием нормирования данных по параметрам распределения и факторного анализа.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

По водным потокам рассеяния химических элементов было выделено несколько аномальных участков: Каменско-Тайлинский, Чесноковский, Левобердский.

На основе факторного анализа выявлены ассоциации химических элементов в водах для всей площади исследований и для каждого выделенного аномального участка. В ассоциации выделились:

- петрогенные элементы, общая минерализация , Ca, HCO_3^-, общая жесткость;
- халькофильные элементы - Pb, Cu, Zn;
- элементы группы железа - Ti, Cr, V, Ni, Co;
- редкие элементы - Hf, Th, Ta, Sc;
- рудогенные элементы - Au, Ag.

Порядок этих ассоциаций, а также и самих химических элементов внутри ассоциаций меняется по мере приближения к рудной зоне.

Выявленные ассоциации химических элементов в водах отражают процессы взаимодействия воды с вмещающими породами, с гидротермально измененными породами и собственно рудами.

На Каменско-Тайлинской гидрогеохимической аномалии (рис.) наибольшей распространенностью в повышенных значениях пользуется ассоциация компонентов общего химического состава вод (минерализация вод, $HCO3_3^-$, Ca..), к которой примыкают площади других ассоциаций. Ассоциации элементов-примесей породообразующих минералов (V, Ti, Cr, Be, Ni, Zr) совмещаются с ассоциациями халькофильных элементов (Ag, Pb, Cu, Mo, Ga) и с ареалами золота слабой контрастности.

Та же закономерность наблюдается и на других выделенных участках Чесноковском и Левобердском. Площадь распространения петрогенных элементов более обширна и включает в себя все другие ассоциации и центром ее являются контрастные потоки рассеяния основного рудогенного элемента. Таким образом, ассоциации элементов находятся в определенных пространственных соотношениях, что указывает на существование структуры гидрогеохимических полей прогнозируемого оруденения.

Изучение ассоциаций химических элементов было проведено в первичных ореолах рудопроявления "Жила 13" и литохимических потоках . Данные (на примере скв.15) показали, что

- ассоциация Ni, Zn, V, Co, P свойственна песчаникам;
- ассоциация Zr, Ga, Be, Ba - дайкам порфиритов, гранитам, метасоматитам;
- ассоциация Y, Yb, Sc - песчаникам, гранитам, порфиритам;
- ассоциация As, Au, W - метасоматитам, лиственитам.

Для элементов в донных осадках характерна высокая взаимосвязанность, что выражается в появлении многокомпонентных ассоциаций (таблица). Ассоциации элементов в донных осадках представлены тесно связанными между собой ассоциациями преимущественно редких и редкоземельных элементов: Yb, Sc, Y, Be, Ti, Zr, La, Ge, Sr, Nb и элементов-примесей породообразующих минералов - Ga, Cr, V, Ni, Li, Co, Zn, Sr, Cu, Pb, Mn, к которым корреляционно тяготеют ассоциации - Ge, Ba, Bi, W; Sr, As, Sn, Pb; P, Mn, связанные, видимо, с участками золотооруденения. Автономно выделились Hg и Au. Кроме того существуют ассоциации с обратной взаимосвязью золота: золота с германием и серебром, а ртути и золота с ниобием.

Ассоциации химических элементов в потоках рассеяния

Фактор	Литохимические потоки	Водные потоки
1	Yb,Sc,Y,Be,Ti,Zr,La,Ge,Sr,Cu	Be, Zr, Ti, V, Ba, Co, Ni
2	Ga,Cr,V,Ni,Li,Co,Zn,Sr,Cu,Pb,Mn	Min, HCO_3^-, Ca, CO_2
3	Ge,Ba,Bi,W	Ga, Cu, Ag, Ni
4	Sr,As,Sn,Pb	Ti, Sn, Cr, Mn
5	P,Mo,Mn	Cl, Au
6	Hg,Au/Nb	Mo, Ag

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

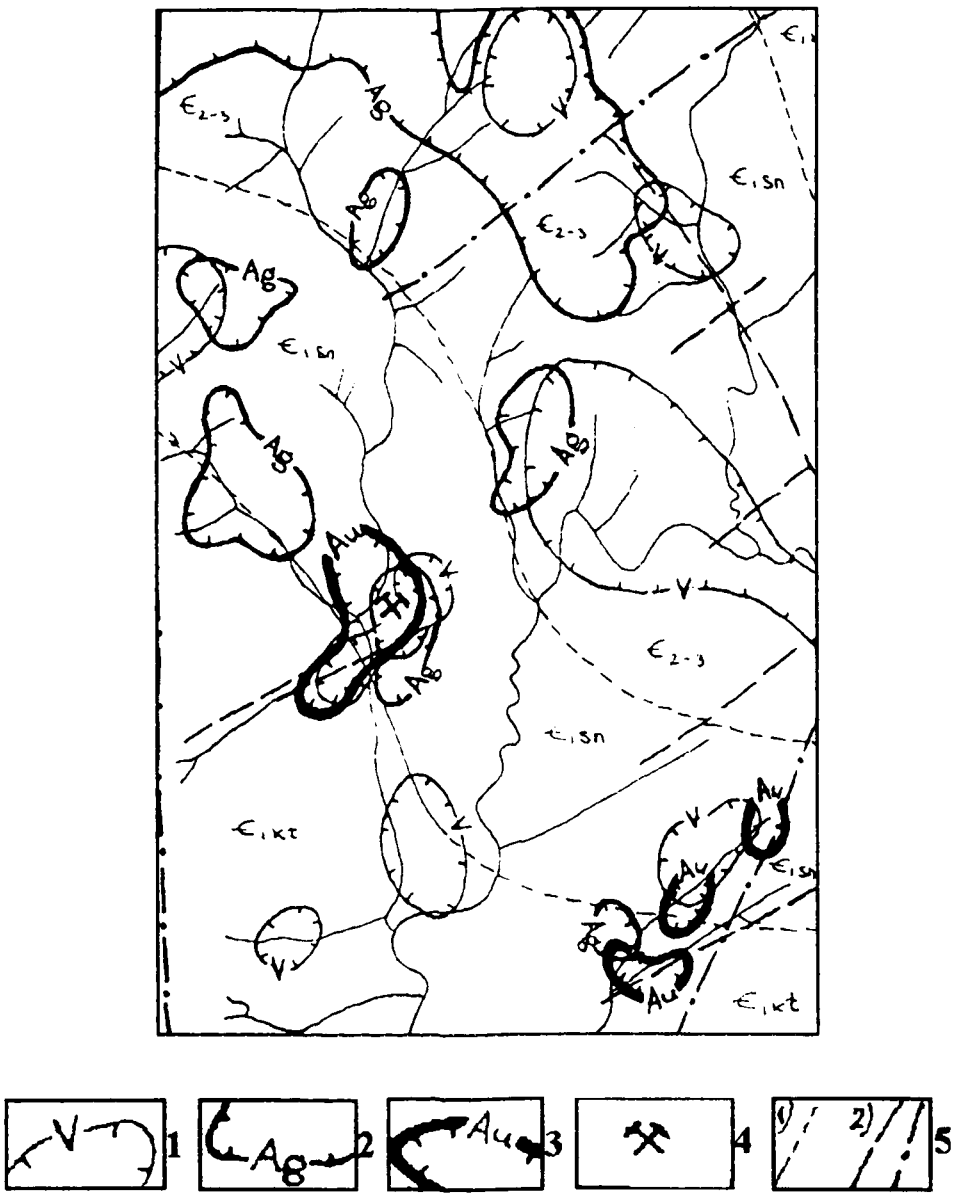


Рис. Ассоциации химических элементов в водах Каменско-Тайлинской гидрогеохимической аномалии

1 - ареал ассоциации V, Ti, Cr, Be, Zr, Ni, Mn с контрастностью более 0.2 (x_i- $x_{ср}$/S); 2 - ареал ассоциации Ag, Pb, Cu, Mo, Ga с контрастностью более 0.4 (x_i-$x_{ср}$/S), 3 - ареал рассеяния золота с контрастностью более 0.4 (x_i-$x_{ср}$/S), 4 - рудопроявление «Жила 13», 5 - границы геологических образований: 1) - стратиграфические, 2) - тектонические, $\epsilon_1$kt - карбонатные, $\epsilon_4$sn - вулканогенно-терригенные, ϵ_{2-3}- терригенные.

Изучение сопоставимости состава ассоциаций в водах и прогнозируемого оруденения с зональностью околорудных метасоматических ореолов [2] показало определенное соответствие химического состава минералов по рудным зонам с выявленными в процессе факторного анализа ассоциациями химических элементов в водах. Это подтверждает правомерность использования гидрогеохимических полей как признаков рудоносности и позволяет более обоснованно и объективно подойти к картированию гидрогеохимических аномалий, что должно способствовать эффективности гидрогеохимических поисков полезных ископаемых.

Работа выполнена при финансовой поддержке Конкурса грантов по фундаментальным исследованиям в области геологии 1993-1995 годов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Литература

1. Колотов Б.А. Теоретические основы, методика и практика рациональных гидрогеохимических поисков рудных месторождений. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.минерал.наук.- М.: Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1990.- 48 с.
2. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Докл.АН СССР.- 1987.- Т.223.- N 2.- С.443-447.

РУДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОРШУНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Л.М. Житова
ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

Коршуновское железорудное месторождение является наиболее характерным среди месторождений ангаро-илимского типа. Его генезис связан с внедрением траппового комплекса в слоистые толщи чехла Сибирской платформы [1]. К моменту внедрения траппов в районе месторождения сохранялся полный разрез осадочного чехла. Верхние горизонты месторождения эродированы впоследствии на 600-800 м [3]. Поэтому при отработке месторождения открытым способом (глубина карьера 355 м) и разведке подкарьерной части и флангов месторождения (до глубины 1400 м) оказались вскрытыми его наиболее глубокие уровни.

Новые данные, полученные при изучении глубоких горизонтов и флангов месторождения, позволили существенно уточнить минеральный состав, условия формирования, зональности размещение рудных залежей в пределах структуры месторождения.

Месторождение локализовано в пределах сложной рудоносной вулканотектонической постройки, включающей диатремы, сетчато-трещинные субвертикальные и субгоризонтальные зоны отслоения и межпластовых срывов в слоистых толщах в окрестностях диатремы и контактовые участки долеритовых тел в поддиатремовом пространстве. Все эти элементы вулканотектонической постройки объединены общей мульдой оседания.

Главным фактором формирования месторождения считается взаимодействие базитового расплава со слоистыми отложениями платформенного чехла и захороненными в их поровом пространстве рассолами и флюидами [2]. Магнетитовые руды тесно ассоциируются с минеральными парагенезисами магнезиальных скарнов магматического и послемагматического этапов, известковых скарнов, скарноидов, с апоскарновыми метасоматитами. Вкрапленные, брекчиевидные и сплошные форстерит-шинель-магнетитовые руды образованы в контакте долеритов с массивными доломитами литвинцевской свиты. На них наложен штокверк фассаит-хлорит-кальцит-галит-магнетитовых руд, захватывающий также апикальную часть долеритов и прослеживающийся в вышележащих, в разной степени скарнированных, терригенно-карбонатных отложениях верхоленской свиты. Линзовидные, неправильной формы тела вкрапленных магнезиально-скарновых магнетитовых руд приурочены к экзоконтакту и выклинке долеритовых силлов среди переслаивающихся карбонатно-эвапоритовых отложений ангарской свиты. Скарнированию и оруденению здесь подвержены глобули долеритов, магнетит образует каймы вокруг глобулей и тонкую вкрапленность в кальцифировом цементе.

Своеобразные полосчатые и линзовидно-полосчатые галит-магнетитовые руды, образующие субпластовые залежи, вскрыты разведочными скважинами 616 и 617 (рудная гора III) на уровне отложений ангарской свиты вне видимой связи с какими- либо траповыми телами. Магнетиты высокомагнезиальные, неоднородные, содержат экссолюционные выделения шпинели в центральных участках зерен. Крупные, внутренне неоднородные зерна магнетита ромбододекаэдрического облика обрастают мелкими гомогенными

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

октаэдрическими кристаллами магнетита. Оруденение сконцентрировано в преобразованной магнезиально-скарновой ассоциации, включающей серпентин, хлорит, форстерит, фассаит, кальцит. Совместно с магнетитом в больших количествах встречаются пирротин, пирит, халькопирит, галит. Магнетит образует густую вкрапленность в скарнах и кальцифирах, расположение которой наследует первичную полосчатость замещаемых пород.

В пределах рудоносной диатремы Коршуновского месторождения магнетитовые руды образуют субвертикальные рудные залежи столбообразной и неправильной формы. В центральных участках диатремы преобладают брекчиевые, брекчиевидные, массивные, сетчато-прожилковые, вкрапленные текстуры руд. В близповерхностных участках диатремы широко проявлены кокардовые, крустификационные, сферолитовые и оолитовые текстуры руд, вызванные перекристаллизацией и переотложением рудного вещества, выполнением свободного пространства. В контурах диатремы совмещены магнезиальные и известковые скарны и скарноиды, развитые по породам жерловой фации траппового комплекса и брекчированным вмещающим породам сложного карбонатно-алюмосиликатного состава, в которых локализовано оруденение.

В трещинах отслоения на границах слоев разной компетентности в окрестностях диатремы развиты субпластовые залежи скарново-магнетитовых и кальцит-магнетитовых руд, выклинивающиеся при удалении от диатремы. Скарновые ассоциации наследуют состав замещаемых пород. В мергелистых прослоях встречаются известковые и магнезиальные скарноиды, по карбонатным прослоям развиты известковые скарноиды, в которых сконцентрировано оруденение. Для руд характерны тонкополосчатые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные текстуры.

Магнетиты из разных парагенезисов обладают характерными особенностями состава и микроструктур. В кальцифирах и шнинель-форстеритовых скарнах, удаленных на десятки метров от тел базальтоидов, магнетит высокомагнезиальный и высокоглиноземистый, причем содержание алюминия уменьшается в направлении экзоконтакта. Максимальную магнезиальность имеют магнетиты в ассоциации с апатитом, форстеритом, кальцитом, хлоритом и галитом в рудных залежах, оперяющих центральную "стволовую" рудолокализующую структуру. В участках перекристаллизации и хлорит-серпентиновых преобразований количество примесей в магнетите уменьшается. В апобазальтоидах и апомагнезильно-скарновых известково-скарновых ассоциациях магнетит не содержит структурных примесей.

Пространственное размещение различных минеральных типов руд в разных участках структуры Коршуновского месторождения свидетельствует о проявлении на месторождении четкой рудной зональности. Она выражается в закономерном изменении в вертикальном и горизонтальном направлениях парагенезисов руд и структурно-морфологических свойств рудных залежей. Это обусловлено не только стадийностью процесса скарнообразования, но и разнообразием состава и свойств замещаемых пород в сочетании со структурным контролем.

Выявленная вертикальная рудная зональность отражается в увеличении магнезиальности магнетита с глубиной, что оказывает влияние на изменение технологических свойств руд. Закономерное изменение состава магнетита в пространстве определяет возможность селективной отработки руд месторождения для получения железорудных концентратов с заданными свойствами.

Литература

1. Ангаро-Илимские железорудные месторождения траповой формации южной части Сибирской платформы / Антипов Г.Н. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1960, 374 с.
2. Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно- генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т.38, №10, с.1584-1593.
3. Страхов Л.Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978,120 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

УРИНСКОЕ ПОЛЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ВОСТОЧНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, В.И. Беляевский
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Уринское пегматитовое поле расположено в левобережье р.Баргузин, на северо-западных отрогах Голондинского хребта и находится в области каледонской складчатости, в пределах Ангаро-Витимского батолита, на восточной периферии Инского гнейсо-гранитового купола. Поле приурочено к участку сочленения субширотного Уринского и субмеридионального Уро-Яссынского разломов с Асыно-Уринской тектонической зоной северо-западного простирания.

В пределах поля резко преобладают гранитоиды главной фазы нижнепалеозойского баргузинского комплекса - порфировидные биотитовые граниты (иногда гнейсовидные), в меньшей степени биотит-роговообманковые гранодиориты, граносиениты, сиениты, диориты, среди которых наблюдаются разрозненные выходы кембрийских пород укшиканской свиты (доломиты, известняки, слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, песчаники). Кроме того, имеется небольшой (около 3 кв. км) изометричный в плане массив мелкозернистых биотитовых лейкогранитов второй фазы баргузинского комплекса, возле которого сконцентрировано большинство пегматитов. Последние залегают преимущественно в порфировидных биотитовых гранитах, гораздо реже - в диоритах и сиенитах.

В настоящее время на площади около 70 км^2 известно более 200 пегматитовых тел. Примерно 10% из них содержат кварцевое кристаллосырье. Геологическая изученность поля в целом слабая. Перспективы выявления новых пегматитовых тел высокие. Преобладают маломощные (0,5-2,5 м) жилы. Наиболее крупные тела достигают 150-200 м в длину при мощности в раздувах до 10-14 м. Встречаются также штокообразные и разветвленные тела сложной формы. Падение тел - от очень пологого до почти вертикального. Контакты пегматитов с вмещающими породами четкие, резкие.

Внутреннее строение пегматитов относительно простое. Многие тела почти нацело сложены кварц-калишпатовым графическим пегматитом. Лишь в единичных телах встречены участки кварц-плагиоклазового пегматита. На контактах с гранитами иногда присутствует маломощная (10-20 см) аплитовидная зона. В зональных телах графическая зона в направлении к центру сменяется кварц-калишпатовым пегматитом блоковой и пегматоидной структур, за которым иногда следует кварц-клевеландитовая зона с мелкоблоковыми выделениями калишпата (КПШ). В этой зоне встречаются скопления крупнопластинчатой (до 5 см в поперечном сечении) слюды, цвет которой варьирует от светло- до темно-серого. В некоторых телах розовато-серый КПШ внешних зон сменяется в центральных зонах амазонитом. К центральным зонам приурочены и миароловые полости объемом до 1,0-1,5 м^3, на стенках которых развиты кварц-слюдисто-альбитовый, кварц-слюдистый или альбит-слюдистый комплексы. Слюда мелкочешуйчатая светло-зеленовато-серая. Слюдистые комплексы по сравнению с более ранними зонами пегматитов значительно обогащены Al, Fe, Mg, Ti, Mn, K, P, F, H_2O, Li, Rb, Cs, но содержат гораздо меньше Si и Na.

Главным полезным компонентом пегматитов является дымчатый кварц. Встречаются также дымчато-коричневые, красновато-коричневые и желтовато-коричневые разности кварца. Кварц пригоден для огранки, галтовки и изготовления кабошонов, а также представляет значительный интерес как коллекционное сырье, особенно в виде друз. Преобладают кристаллы 5-10 см длиной и 1-3 см в поперечном сечении, нередки кристаллы до 35 см в длину, а длина наиболее крупного призматического кристалла дымчатого кварца высокого качества весом 62 кг составляет 77 см. Последний хранится в Минералогическом музее Иркутского технического университета.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Кроме дымчатого кварца в полостях присутствуют КПШ, альбит, аметист, кварц-волосатик, чешуйчатая зеленоватая слюда, гематит, глинистый материал. Аметист в одних случаях находится внутри кристаллов дымчатого и серого кварца, в других - образует внешние каймы мощностью около 0,5 см на дымчатом кварце. Включения в кварце-волосатике, имеющем обычно фиолетовый или сиреневый цвет, представлены гематитом, тремолитом и турмалином. Очень редки морион и горный хрусталь. В кварцевых ядрах некоторых жил встречаются участки розового кварца. В нескольких жилах обнаружены призматические кристаллы до 3 см длиной прозрачного бесцветного и бледно-зеленого берилла, пригодного для огранки.

В **калишпатах** от краевых к центральным зонам пегматитовых тел снижается количество пертитов от 31 до 16 % параллельно со снижением содержаний Ba (от 600-200 до 50-20 г/т) и Sr (от 220-80 до 50-25 г/т). При этом они обогащаются Rb (от 480-600 до 2900-5400 г/т), Cs (от 4-11 до 250-360 г/т), а также большой группой примесных элементов, содержания которых варьируют в следующих пределах (г/т): Tl (3-29), Pb (30-180), B (2,9-17), Ge (1,0-8,0), Zn (10-18), Sn (до 0,8). Li обнаружен только в амазоните (4-11г/т). Для амазонитов характерны максимально высокие содержания Rb и Pb.

Плагиоклазы (альбит-олигоклазы) содержат от 1 до 5% калишпатового компонента. Содержания элементов-примесей варьируют в следующих пределах (г/т): Li (до 3), Rb (3-11), Cs (3-7), Ba (28-29), Sr (20-100), Tl (<1), Zn (17-27), Sn (<0,8), Ge (0,8-3,8), Pb (16-60), B (6,1-6,7). В поведении большинства элементов (кроме Li, Cs, Tl, Zn) обнаруживаются те же тенденции, что и отмеченные выше для КПШ.

Слюды в центральных зонах пегматитовых тел представлены достаточно редко встречающимися в природе разновидностями циннвальдит - масутомилитового ряда, содержащими (%): MnO (4,51-5,14), Li_2O (2,35-4,35), Rb_2O (0,95-1,15), Cs_2O (0,35-0,55), FeO (2,96-4,85), Fe_2O_3 (0,89-3,96), MgO (0,38-0,56), F (6,1-6,8). Все слюды из околомиароловых комплексов соответствуют по составу малолитиевым (< 0,07% Li_2O) фенгит-мусковитам, содержащим (%): FeO (0,81-1,62), Fe_2O_3 (2,14-4,68), MgO (0,45-2,68), MnO (0,03-0,12), TiO_2 (0,01-0,48), Rb_2O (0,07-0,23), Cs_2O (до 0,04), F (0,04-0,75).

Турмалин черного цвета встречается в любых зонах пегматитов, но очень редок. Представлен железистыми разновидностями с повышенными содержаниями Fe^{3+} и дефицитом Al в позиции Z, т.е. ферри-турмалинами. В одном из образцов ферри-турмалина установлена значительная примесь дравитового и увитового компонентов (5,12 % MgO и 0,84 % CaO).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 96-05-64950.

РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ СИНТЕТИЧЕСКОГО ТОПАЗА

О.А.Иванова[1] П.Э.Изох[2], М.В.Коровкин[1], В.Г.Томас[2]
[1] Томский политехнический университет, г. Томск
[2] Институт минералогии и петрографии РАН, г.Новосибирск

Проблема индикаторов условий минералообразования всегда являлась ключевой при решении геологических и минералогических задач [1, 2]. Любой минерал, возникающий в различных физико-химических условиях, приобретает некоторые отличительные черты, которые можно выявить современными методами исследования. Информация, вносимая в минерал посредством химических, физических и прочих сигналов, закрепляется в виде компонента структуры - междоузельных ионов и их вакансий, примесных ионов - дефектов кристаллической решетки, изменяя некоторые структурно - чувствительные

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

свойства минерала, и имеет, таким образом, генетический смысл. Значительные успехи в физике твердого тела, кристаллохимии, физической химии создали условия для разработки эффективных методов исследования минерального сырья, позволяющие извлекать объективную информацию о структуре и свойствах минерала, и об их изменениях, обусловленных спецификой внешних геологических условий.

Для интерпретации отдельных результатов, полученных при исследовании минералов - сложных природных образований, оказалось целесообразным моделирование некоторых физических свойств минералов на их синтетических аналогах - искусственно выращенных кристаллах. Это позволило не только выявлять дополнительные типоморфные особенности минералов и более достоверно определять причины и условия их формирования, но и разрабатывать рекомендации для дальнейшего технологического использования минерального сырья в промышленности (в качестве драгоценных и поделочных камней, конструкционных материалов для создания оптических и лазерных сред, пьезодатчиков, радиационных дозиметров и др.), а также для направленного изменения свойств минералов и изделий из них с помощью радиационных технологий.

Топаз, как типичный представитель грейзенов, может быть использован в качестве минерала-индикатора физико-химических условий минералообразования. В отличие от кварца, исследованию которого посвящены сотни работ, топаз привлекал внимание, прежде всего, как ювелирный камень. Исследования физических свойств топаза посвящены преимущественно его окраске. В обзорах [3, 4] содержатся скудные данные о спектрах люминесценции топаза, обусловленных структурными примесями Cr^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{3+} и др. Топаз является фтороситикатом алюминия, химический состав которого отвечает формуле $Al_2[SiO_4](F,OH)_2$. Отношение F : OH в топазах варьирует, и в наиболее богатых гидроокислом разностях обычно равно 3 : 1.

Монокристаллы синтетического топаза выращивались из щелочно-фторового раствора при постоянной температуре 600 ^{0}C и давлении 1.3 Кбар. Затравкой служила тонкая пластинка природного бесцветного волынского топаза, вырезанная по базопинакоиду {001}. Щелочные ионы вводились в гидротермальный раствор в виде солей NaCl или $LiNO_3$. Концентрация присутствующих в некоторых образцах изоморфных примесей 3d - элементов (Cr, Mn, Fe) не превышала нескольких сотых долей процента. При заданных условиях роста синтезировались преимущественно F-разности топаза. Основными структурными элементами синтетического топаза являются [AlO_4F_2] - октаэдры и [SiO_4] - тетраэдры.

Спектры рентгенолюминесценции (РЛ) синтетического топаза, в структуре которого присутствуют щелочные ионы Na или Li (Na-топаз и Li - топаз), представленные на

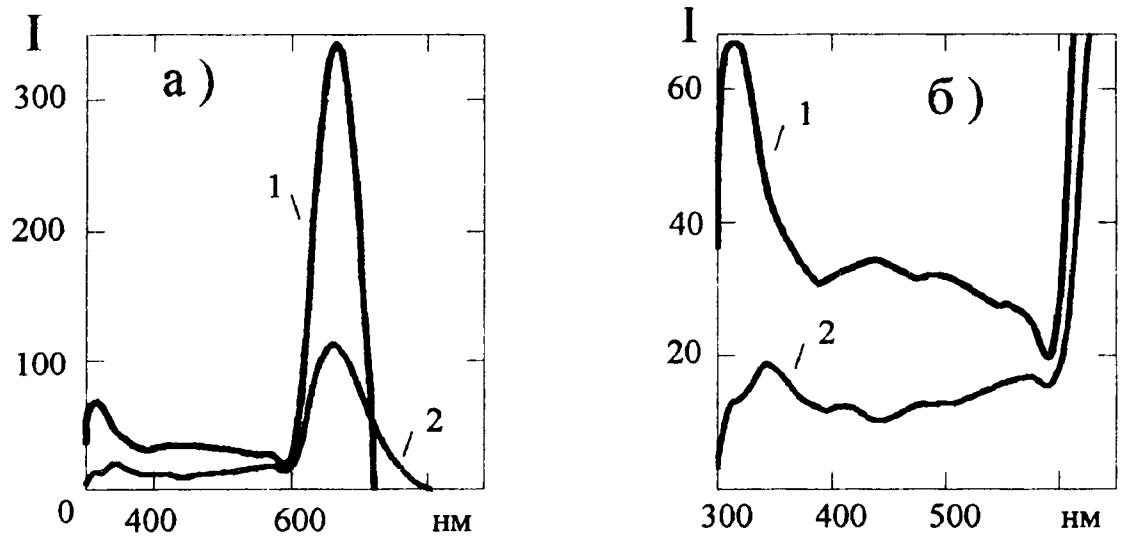


Рис.1 Обзорные (а) и увеличенные (б) фрагменты спектров рентгенолюминесценции образцов синтетического топаза, активированного Na (1) и Li (2)

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

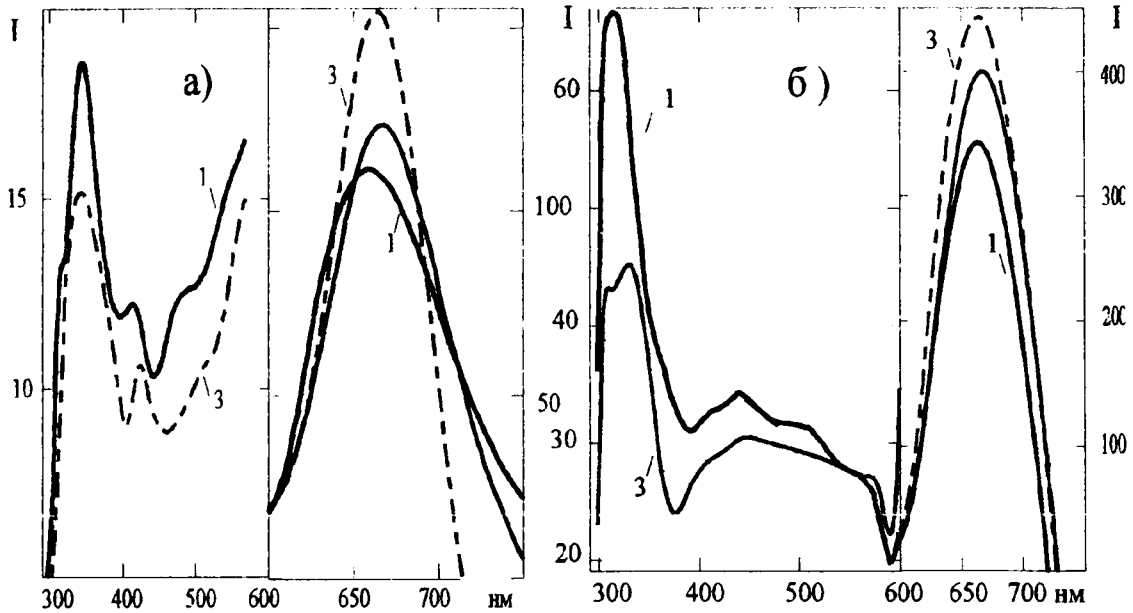


Рис 2. Разгорание люминесценции в кристаллах синтетического топаза, активированных ионами Na (а) и Li (б) под действием рентгеновского облучения: 1 – начальное измерение; 2 – после 6 минут; 3 - после 12 минут облучения

рис.1,а, характеризуются наличием отчетливых областей свечения в ультрафиолетовой области (λ = 310 - 350 нм) и ярким оранжевым свечением (λ = 660 нм), более высокая интенсивность которого наблюдается в кристаллах топаза, активированного натрием. Для обоих типов кристаллов при детализации спектров РЛ отмечается сложный характер максимумов в УФ - полосе и слабого свечения в видимой области спектра (400 - 600 нм). В кристаллах Na-топаза преимущественный вклад в интенсивное УФ-свечение дает полоса λ_{max} = 310 нм, слабое свечение которой обнаруживается и в спектрах Li - топазов, для которых характерно наличие полосы λ_{max} = 345 нм.

В процессе рентгеновского облучения кристаллов топаза отмечается разгорание люминесценции в полосе λ_{max} = 660 нм и тушение свечения как в ультрафиолетовой, так и в видимой областях спектра (рис. 2.).

Спектры РЛ природного волынского топаза (из пегматитов) голубой и светло- коричневой окраски (рис.3) имеют сходство с синтетическими Na-топазами в ультрафиолетовой части спектра, но различаются по характеру свечения в видимой области. Так, например, в голубых волынских топазах практически отсутствует красное свечение в полосе λ_{max} = 660 нм, однако в видимой области (400 - 600 нм) наблюдается интенсивное свечение, разгорание которого происходит при облучении рентгеновскими лучами.

Согласно литературным данным [3, 4] в спектрах РЛ природных топазов наблюдается свечение тетраэдрически координированных примесных ионов Cr^{3+} (690 нм), Fe^{3+} (710 нм), Mn^{2+} (500 нм), изоморфно замещающих Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах. В кристаллах синтетического топаза не обнаружено свечения данных примесных центров, вероятно, из-за крайне низких их концентраций.

Голубая люминесценция (λ_{max} = 390 нм) в топазах, как и в кварцах, обусловлена "дырочными" $[SiO_4]^{3-}$ - центрами (иногда их называют дырочным и O^--центрами), проявляющими себя в процессе рентгеновского облучения. При изоморфном замещении кремния алюминием $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ в кремнекислородных тетраэдрах наблюдается сдвиг полосы свечения в длинноволновую область, при этом доминирующей становится полоса излучения $[AlO_4]^{4-}$ - центра с λ_{max} = 460 - 470 нм.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Как в природных, так и синтетических кристаллах в условиях роста кристаллов из гидротермальных растворов ведущим фактором направленности Al → Si замещения является кислотность-щелочность среды минералообразования [5]. Повышение щелочности-способствует увеличению содержания структурного алюминия, увеличение кислотно-

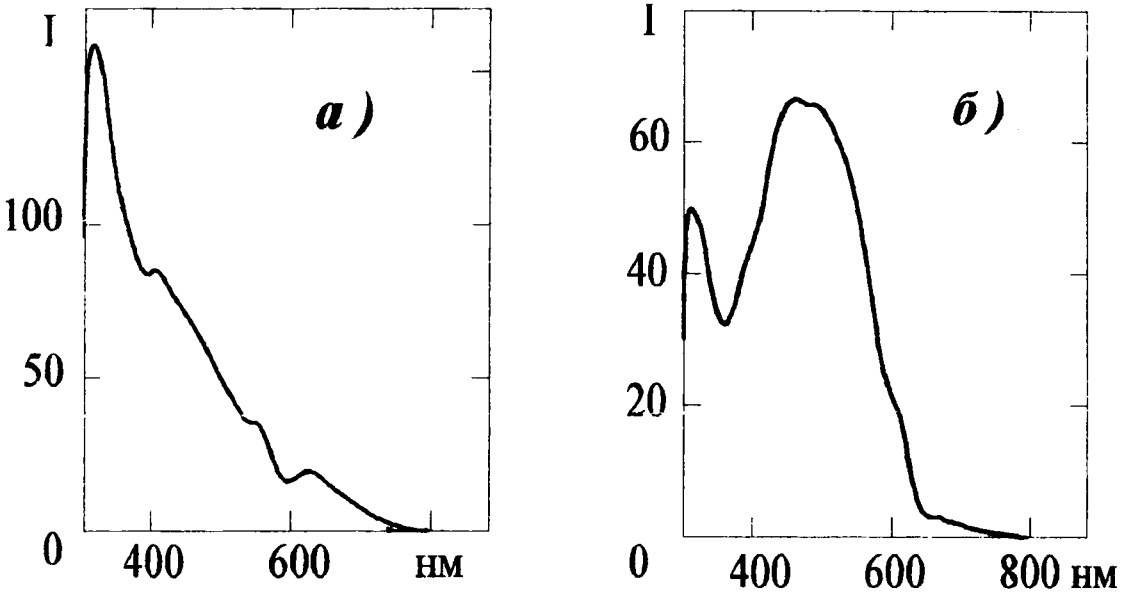


Рис.3 Спектры рентгенолюминесценции образцов волынского природного топаза светло-коричневой (а) и голубой окраски (б).

При рентгеновском облучении наблюдается слабое разгорание люминесценции в видимой области спектра и тушение ультрафиолетовой (310 нм) полосы свечения.

сти - уменьшению его содержания [6]. В то же время как в кварце, так и в топазе существует тенденция смены ионов-компенсаторов от натрия в ранних генерациях до лития и водорода в промежуточных и поздних [7]. Количество примесей щелочных ионов уменьшается от высоко - к низкотемпературному кварцу и топазу [8]. В дырочных [Al - O^-] - или $[AlO_4]^{4-}$-центрах компенсация избыточного заряда осуществляется ионами щелочных металлов Na^+, Li^+ или H^+, находящихся вблизи дефектных алюмокислородных тетраэдров. Щелочные ионы-компенсаторы, соседствующие с Al-центрами до облучения рентгеновскими лучами, отходят от них в процессе облучения и в результате радиационного стимулирования могут диффундировать к электронным ловушкам для их стабилизации или сами выступать в роли электронных ловушек, что подтверждается измерениями ЭПР. А Al-тетраэдр превращается в дырочный $[AlO_4]^{4-}$ - центр (дырочную ловушку), на которой и происходит излучательная электронно-дырочная рекомбинация [9 - 11]. Тем не менее, возможна люминесценция под действием рентгеновского облучения как $[SiO_4]^{3-}$ - центров, так и $[AlO_4]^4$ - центров с неотшедшим ионом - компенсатором [12].

Наблюдаемый нами характер спектров рентгенолюминесценции кристаллов синтетического топаза, активированных различными щелочными ионами, а также их изменение в процессе радиационного воздействия, свидетельствуют о существенном влиянии типа ионов-компенсаторов на люминесцентные свойства топазов, обусловленном особенностями процессов внутрикристаллической радиационно-стимулированной диффузии. Можно предположить, что УФ-свечение обусловлено центрами люминесценции, в составе которых имеется кремнекислородный тетраэдр в ассоциации со щелочным ионом, т.е. $[SiO_4]^{4-}$ / Li или $[SiO_4]^{4-}$ / Na. Процесс возбуждения представляется следующим образом:

$[SiO_4]^{4-} / Na^+ \rightarrow$ облучение $\rightarrow [SiO_4]^{5-} / Na^+ + e^+$;

$[SiO_4]^{4-} / Li^+ \rightarrow$ облучение $\rightarrow [SiO_4]^{5-} / Li^+ + e^+$;

а процесс рекомбинации :

$[SiO_4]^{5-} / Na^+ + e^+ \rightarrow$ рекомбинация $\rightarrow [SiO_4]^{4-} / Na^+ + h\nu$ (310 нм);

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

$[SiO_4]^{5-} / Li^+ + e^+ \rightarrow$ рекомбинация $\rightarrow [SiO_4]^{4-} / Li^+ + h\nu$ (345 нм).

В отличие от дырочного $[SiO_4]^{3-}$ - центра люминесценции (λ_{max} = 390 нм), который является нестабильным и участвует в люминесценции только при облучении, электронный $[SiO_4]^{5-}$-центр более устойчив из-за присутствия щелочного иона. Тушение полос свечения в ультрафиолетовой области λ_{max} = 310 нм и λ_{max} = 345 нм, связанных с этими центрами, обусловлено диффузией щелочных катионов по структурным каналам с последующей их локализацией на других дефектах кристаллической решетки, например, возле центров немостикового кислорода. Вероятно, изменение типа катиона с легкоподвижного лития на "тяжелый" натрий в структуре $[SiO_4]^{5-}$-центров вызывает большее энергетическое возмущение вблизи центра люминесценции и, как следствие, смещение свечения в коротковолновую область.

Изменение свечения в видимой области 400 - 600 нм, по всей видимости связано с алюминиевыми центрами $[AlO_4]^{4-}$, ассоциированных со щелочными ионами - компенсаторами [13], которые также приводят к перераспределению интенсивности свечения в люминесцирующих центрах в результате радиационно-стимулированных процессов. Наблюдаемое в синтетических кристаллах топаза свечение в этой области является очень слабым. Хотя по сравнению с характером рентгенолюминесценции в природных топазах из пегматитов (рис. 3) или из грейзенов [14] можно предположить, что в данных условиях кристаллизации в синтетических топазах практически не происходит изоморфного замещения кремния алюминием в кремнекислородных тетраэдрах, несмотря на избыток алюминия в растворе (так же, как не получаются ОН-разности топаза несмотря на избыток гидроокислов), что приводит к отсутствию центров такого типа.

Экспериментальные исследования люминесцентных свойств некоторых силикатных минералов (кварца, топаза, фенакита и др.) свидетельствуют о сходстве параметров центров люминесценции и характера их поведения при облучении, обусловленного преимущественным влиянием процессов в кремнекислородных тетраэдрах. Так, обнаруженное в кристаллическом кварце и кварцевых стеклах красное свечение 660 нм (1,9 эВ) обусловлено свечением центров, которыми являются немостиковые атомы кислорода, образующиеся при разрыве кислород - водородной связи гироксильных групп [15] , а в спектрах оптического поглощения наблюдаются полосы 260 нм (4,75 эВ) и 620 нм (2,0 эВ), связанные соответственно с разрешенными и запрещенными переходами в этих центрах.. Аналогичное свечение в области 660 - 665 нм наблюдается и в синтетических кристаллах топаза (рис.1, 2) и образцах топазов из грейзенов [14]. В спектрах оптического поглощения бесцветных синтетических топазов также наблюдается интенсивная УФ - полоса 235 нм (5,25 эВ), которая почти в 100 раз интенсивнее, чем у волынских топазов, но отсутствует поглощение в области 620 нм. Полоса оптического поглощения λ_{max} = 620 нм (2,0 эВ) в природных топазах, облученных потоком нейтронов, приписывается кислородной вакансии, связанной двойной связью с кремнием в кремнекислородном тетраэдре [16].

Вызывает сомнение, что в кристаллах синтетического топаза могут быть созданы в процессе роста высокие концентрации собственных дефектов, какими являются кислородные вакансии. Учитывая низкое содержание ОН - групп в синтетических F -топазах, вряд ли можно приписать интенсивное красное свечение λ_{max} = 660 нм центрам немостикового кислорода. Вероятно, что центры, ответственные за эту люминесценцию, могут быть ассоциированы со щелочными ионами, которые отходят от этих центров в процессе облучения, обеспечивая разгорание свечения в этой неэлементарной полосе (рис. 2).

Авторы благодарны Н.Н.Борозновской за помощь в проведении измерений рентгенолюминесценции и полезные обсуждения результатов эксперимента.

Литература

1. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра,1981.,237 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2. Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд / Н. В. Петровская, Н. Н. Мозгова, Ю.С.Бородаев, М.М.Новгородова,Ю.К.Воробьев,Л.П.Носик. М. : Наука, 1987, 232 с.
3. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975., 327 с.
4. Таращан А.Н. Люминесценция минералов.- Киев: Наукова дымка, 1978., 296 с.
5. Павлишин В.И., Мазыкин В.В., Матяш И.В., Возняк Д.К. Тенденция изменения содержания структурной примеси алюминия в процессе роста кристаллов кварца. // Геохимия. , 1978. - № 2. , С.266-275.
6. Румянцев В.Н. Структурный алюминий в кварце как индикатор физико-химических условий кристаллизации. // Записки Все. минерал. общества. , 1979. , Т.108, В.6. , С. 647 - 657.
7. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца.,М.:Недра, 1984., 149 с.
8. Лариков А.Л., Шумский А.А., Брик А.Б., Матяш И.В. О новом подходе к восстановлению условий образования кварца по данным ЭПР // Геохимия., 1991., № 10. ,С. 1510 - 1513.
9. Минералогия и кристаллофизика ювелирных разновидностей кремнезема / В.Г.Балакирев, Е.Я. Киевленко, Л.В. Никольская, М.И. Самойлович, В.Е. Хаджи, Л.И. Цинобер., М.: Недра, 1979., 149 с.
10. Синтез минералов /В.Е.Хаджи, Л.И.Цинобер, Л.М.Штеренлихт и др., М.:Недра, 1987, т.1.,487 с.
11. Комов И.Л. Радиационная минералогия. М. : Энергоиздат, 1982.,175 с.
12. Люминесцентный анализ структурного несовершенства кварца. / Вотяков С.Л. , Крохалев В.Я., Краснобаев А.А. / . - Екатеринбург : УрО РАН, 1993., 71 с.
13. Максимчук В.Г., Таращан А.Н. О собственной люминесценции кислородосодержащих минералов (силикаты) // Кристаллохимия и спектроскопия минералов. - Киев: Наукова думка, 1984., с.15-35.
14. Коровкин М.В., Иванова О.А. Влияние прокаливания и облучения на люминесценцию природного топаза. / Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. Тез.докл. Международной конф. 30 сентября - 2 октября 1997 г., Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1997., С. 154- 155.
15. Силинь А.Н., Трухин А.Н. Точечные дефекты и элементарные возбуждения в кристаллическом и стеклообразном SiO . - Рига: Зинатне, 1985., 244 с.
16. Priest V., Cowan D.L., Reichel D.G., Ross F.K. A dangling- silicon-bond defect in topaz./ J. Applied Physics, 1990., V.68,No.6., P. 3035 -3037.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО САЯНА

Г.Б. Князев
Томский государственный университет, г. Томск

Первые систематические исследования геологии Западного Саяна связаны с именем профессора Томского государственного университета И.К. Баженова, обратившего внимание на железистые кварциты джебашской свиты [1], а впоследствии - на возможную связь с ними Анзасского месторождения [2] . Магнетитовые месторождения установлены в пределах Арбатской зоны к северу от Северо-Саянского глубинного разлома (Абаканское и Анзасское рудные поля), в западной части Центрально-Саянского синклинория в области его сопряжения со структурами Горного Алтая (Верхнеабаканский железорудный район с Волковским месторождением). Близкое по типу железооруденение представлено Карбайской группой месторождений в верховьях р. Кантегир в центральной части Западного Саяна, в юго-западной части Телецко-Чулышманской зоны Горного Алтая (Кубадринское месторождение) и серией небольших месторождений Тувинской республики, ассоциированных с габброидами торгалыкского интрузивного комплекса.

Наиболее изученными являются Абаканское, Анзасское и Волковское месторождения, представляющие три наиболее крупных рудных района. Их суммарные запасы превышают 1 млрд. тонн железной руды. Все месторождения формируют линейные рудные поля и связаны с зонами разломов. Руды залегают среди алевролитов и песчаников, содержащих примесь пирокластического материала, наиболее существенную для Абаканского месторождения и почти не проявляющуюся на Волковском месторождении. Результаты разведки и отработки месторождений устанавливают крутое почти вертикальное падение рудных залежей и в целом субсогласное залегание их с вмещающими породами.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Форма рудных тел пластообразная и линзовидная, но часто значительно более сложная, нарушенная тектоникой, с неравномерным распределением рудного вещества. В рудных полях совместно с терригенными отложениями присутствуют карбонатные и слоистые алеврито-карбонатные породы, превращенные в алюмосиликатно-карбонатные брекчии и милониты. Связь с зонами разломов выражается в интенсивной послерудной тектонике, сопровождающейся дислокационным метаморфизмом руд и измененных пород.

Терригенные вмещающие породы всех месторождений, судя по данным химических анализов, близки по составу и представлены преимущественно мелкообломочными фациями. Они в разной степени метаморфизованы обычно с сохранением элементов первичных текстур и структур. Наибольшая степень метаморфизма характерна для Анзасского рудного поля, где отмечаются парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В Волковском рудном поле метаморфизм собственно рудовмещающих пород не превышает фации зеленых сланцев с образованием биотитовых метапесчаников и биотит-актинолитовых метабазитов. Биотитовые парагенезисы метапород широко развиты и на Анзасском месторождении.

Рудовмещающие терригенные отложения содержат линзовидные тела и дайки метабазитов и более поздние малые интрузивные тела и дайки габбро. Наиболее интенсивный магматизм характерен для Анзасского месторождения, где рудное поле насыщено субпараллельно ориентированными телами габброидов. В Волковском и Абаканском рудных полях метабазиты и габбро встречаются в небольшом количестве и лишь в виде даек и маломощных линзовидных тел. Поздние проявления интрузивного магматизма выразились в виде малых, возможно, субвулканических интрузий и даек субщелочных гранитоидов. На Анзасском месторождении они представлены натровыми граносиенитами и сиенитами (альбититами). На Волковском месторождении – это малые тела субщелочных гранитоидов, расположенные в зоне разлома. Габбро-гранитная ассоциация малых интрузий характерна для Кызырсугского и Ярышкольского рудных полей. Для гранитоидной части этой ассоциации в целом характерна высокая изменчивость состава и форм проявления, включая связанный с внедрением гранитоидов кремний-щелочной и щелочной метасоматоз, мощно проявившийся, в частности, на Анзасском месторождении и в меньшей степени на Ярышкольском и других месторождениях.

Рудную ассоциацию Западно-Саянских месторождений можно представить как магнетит-хлорит-актинолит-биотитовую с распределением указанных минералов в кварц-плагиоклазовом (скаполитовом) базисе. Кроме того руды содержат кальцит, доломит, эпидот, гастингсит, турмалин, пирит, халькопирит и другие минералы. На месторождениях Верхнеабаканской группы значительная часть магнетита представлена пластинчатым мушкетовитом. На Волковском месторождении при замещении доломитов образуются тальк-тремолит-магнетитовые руды. Среди темноокрашенных минералов преобладают разновидности с малой и умеренной железистостью: прохлорит, мероксен, актинолит с железистостью до 35%. На Абаканском месторождении среди указанных главных темноокрашенных силикатов преобладает хлорит, на Анзасском месторождении – актинолит, на Волковском месторождении - биотит и актинолит, на Кызырсугском – биотит. На Анзасском месторождении в зонах интенсивного щелочного метасоматоза и скаполитизации развивается гастингсит. В такой же позиции гастингсит в небольшом количестве развивается в рудах Волковского месторождения. Послерудная альбитизация приводит к появлению в приразломной зоне глаукофана и эдинитоподобного амфибола. Наиболее сложная сульфидная минерализация, включая сульфиды кобальта, свойственна Абаканскому месторождению. На Волковском месторождении в зоне разлома руды местами содержат много цеолитов.

Для разработки петрохимической модели месторождений использованы результаты полных силикатных анализов руд, полученных при опробовании. В этом случае руда рассматривается как особая горная порода с переменным количеством железа. Общее количество анализов для пяти месторождений составило 1780. Результаты опробования по

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

каждому месторождению были сгруппированы в классы по содержанию общего железа с шагом 10%. Вместе с подобным же образом организованными анализами руд месторождений магнетита других регионов Алтае-Саянской области анализы Западно-Саянских руд были подвергнуты факторному анализу (метод главных компонент). Для полных силикатных анализов руд главным фактором изменчивости, естественно, оказалось содержание железа (более 40% изменчивости). Второй фактор изменчивости(20%) интерпретирован как фактор вмещающей среды с положительной нагрузкой CaO и MnO. В поле этих двух факторов составы руд месторождений Западного Саяна локализовались в особой области минимальной кальциевости (рисунок 1,a). В координатах второго и третьего факторов они отчетливо смещены в область повышенной щелочности. Особенно это касается Анзасского и Ярышкольского месторождений. В целом щелочность положительно коррелируется с масштабами проявления гранитоидных и субщелочных интрузий. Далее составы руд были пересчитаны на безжелезистую часть с приведением суммы к 100%. Факторный анализ этой системы, включая также содержание железа в полных составах руд, выявил ряд направлений изменчивости. Один фактор поляризовал, с одной стороны, алюминий, кремний и щелочи, а с другой стороны –все остальные компоненты, связав с последними железо. То есть обогащение железом сопровождается для основной массы руд относительной концентрацией в нерудной части Ca, Mg, Mn, Ti, P с заменой высококремнистых полевошпатово-кварцевых ассоциаций амфиболами, хлоритом, биотитом. Наиболее полярными с сильной отрицательной связью оказались кластеры Al, Si, щелочи и Ca, Mn (фактор состава вмещающих пород). В рассмотренной безжелезистой системе составы руд Западно-Саянских месторождений обособились еще более резко, чем в системе полных анализов (рисунок 1,b). Они отчетливо смещены в область с повышенным содержанием Al, Si, Na и K, Ti и P. В системе полных силикатных анализов руд второй фактор оказался со значительной отрицательной нагрузкой серы. Составы руд месторождений Западного Саяна оказались наиболее сернистыми. Причиной повышенной сернистости руд могут быть мощные наложенные гидротермальные процессы, связанные с зонами разломов.

Исследование некоторых мультипликативных показателей выявило ортогональность (некоррелированность) магнезиальности (MgO/CaO) и основности ((CaO+MgO)/(SiO_2+Al_2O_3)).

В этих координатах (рисунок 1,c) месторождения Западного Саяна образовали особую группу. Составы бедных руд и измененных пород (класс 10-20% общего железа) всех месторождений Алтае - Саянской области, исключая магнезиально-скарновые, хорошо аппроксимируются гиперболовидной кривой. Описание этой зависимости с одновременной петрохимической классификацией магнетитовых месторождений было сделано нами ранее [4].

В координатах CaO – MgO (рисунок 1, d,e) выявляется две тенденции изменения состава руд и околорудных пород. Первая тенденция, проявляющаяся большей частью для руд с пониженной кремнеземистостью, выражается в отрицательной связи кальция и магния. Реально это выглядит как замещение биотитовых пород и существенно биотит-магнетитовых руд амфиболовыми. Вторая тенденция, свойственная в целом более распространенным апопесчаниковым рудам, выражается в положительной связи кальция и магния с их одновременной относительной концентрацией в нерудной части руд в связи с магнетитом. Таким образом, вероятно, подтверждается двухстадийный механизм формирования рудных концентраций с выделением биотитовой и амфиболовой стадий.

Уникальность Западно-Саянских магнетитовых месторождений была показана В.В. Богацким [3], выделившим на их основе особый гидросиликатовый подтип контактово-метасоматических железорудных месторождений. Сейчас можно говорить о региональной специфике железорудных месторождений вообще, что позволяет поддерживать уже давно сформировавшееся мнение о том, что всякое промышленное железооруденение есть результат особого геотектонического режима развития того или иного региона [5]. Возможно выделение особой Западно-Саянской железорудной провинции с формированием в ее

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

пределах генетически близких месторождений с единым механизмом или механизмами накопления железа. Общность всех железорудных месторождений Западного Саяна и месторождений прилегающих районов Тувы и Горного Алтая лучше всего объяснять одновозрастностью их формирования в сходной геодинамической обстановке. Это предполо-

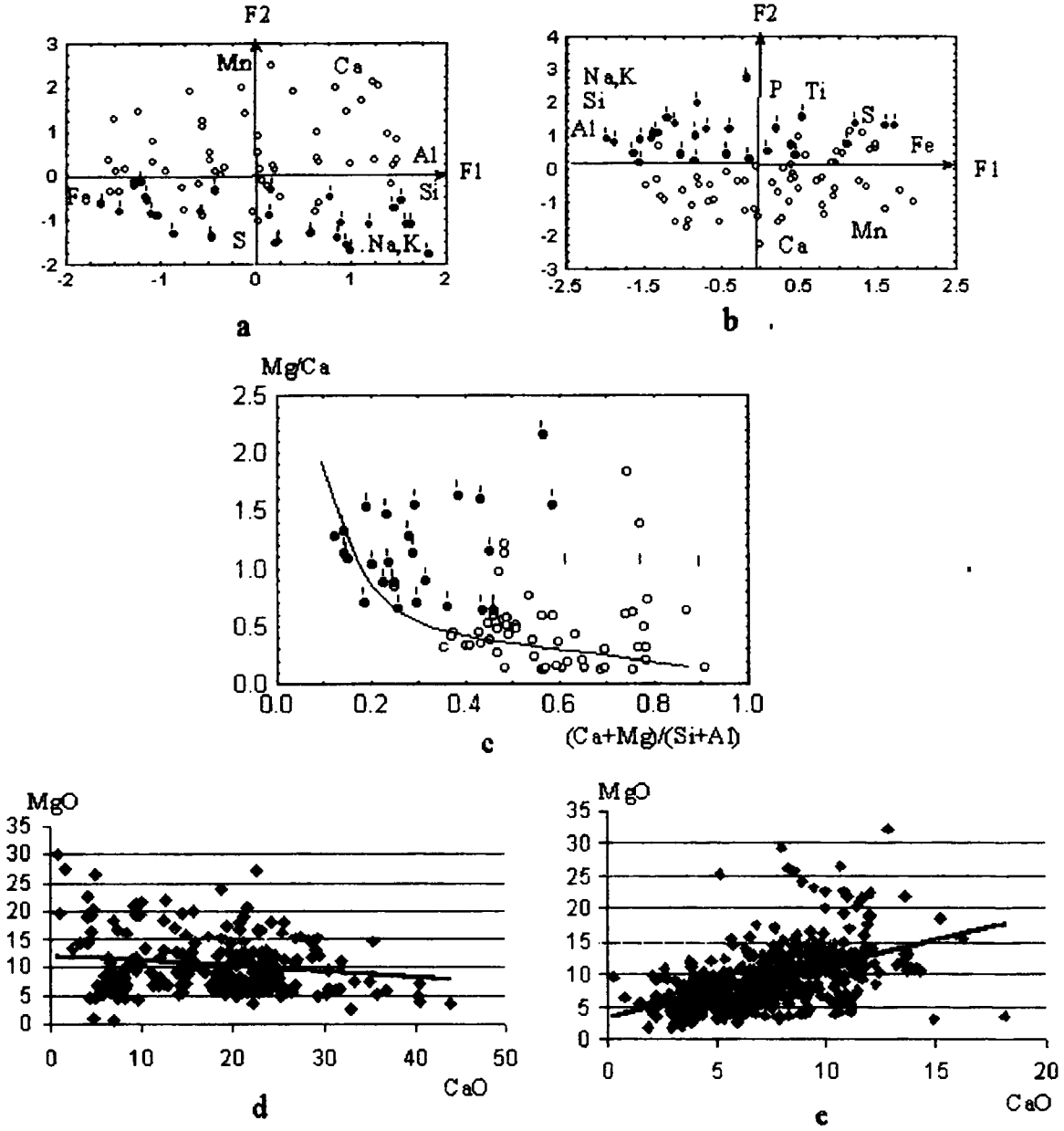


Рис. Петрохимические диаграммы руд магнетитовых месторождений. Черные метки - месторождения Западного Саяна.

a-факторная диаграмма полных средних составов руд, сгруппированных по содержанию железа; b-факторная диаграмма составов безжелезистой силикатно-карбонатной основы руд, включая железо из полных составов руд; c- зависимость между основностью и магнезиальностью средних составов руд, сгруппированных по содержанию железа; кривая аппроксимирует средние составы бедных руд (10-20% Fe); d- зависимость между содержанием CaO и MgO в рудах, образующихся на низкокремнистой основе; e- та же зависимость для апопесчаниковых и апоалевролитовых руд.

жение входит в противоречие с декларируемым сейчас разным возрастом рудовмещающих толщ на Абаканском (кембрий) , Анзасском (кембрий) и Волковском (силур) место-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

рождениях и неопределенностью в связи с этим позиции магматизма, сопутствующего железооруденению.

Литература

1. Баженов И.К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири.- М:.Изд-во АН СССР, 1934._126с.
2. Баженов И.К. Железистые кварциты Западного Саяна и их перспективы// Материалы к изучению месторождений железа и золота Западной Сибири.-Томск: Издательство Томского ун-та,1963.-С.3-10.
3. Богацкий В.В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатового типа./Разведка и охрана недр, 1957, №9.-С.26-34.
4. Князев Г.Б. К воросу о петрохимической классификации метасоматических магнетитовых месторождений./ Геология и разведка, 1987, №3. – С.62-66.
5. Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. – М.:Наука, 1971. – 310 с.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ (ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ)

А.В. Комаров[1], Г.А. Добнер[1], В.А. Баженов[1], Е.В. Черняев[2], Г.Ю. Боярко[2]
[1]Комитет природных ресурсов по Томской области
[2]Томский политехнический университет, г. Томск

Томская область занимает площадь около 317 тыс. км2 , что составляет 1.83% площади Российской Федерации. Более 97% территории Томской области относится к Западно-Сибирской низменности и представлено мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла Западно-Сибирской плиты. Только на самом юго-востоке, в пределах Томского выступа фундамента, обнажаются рифей- палеозойские геологические формации, закрытые, как правило, рыхлыми четвертичными отложениями. Особенности геологического строения определили минерагению области. Томская область является крупным нефтедобывающим районом Российской Федерации, что определяет основные приоритеты организации и финансирования геологоразведочных работ.

Геологическая изученность области существенно отстает от изученности соседних субъектов Федерации. Геологические карты области масштаба 1:1 000 000 для листов О-43,44,45 и карты масштаба 1:200 000 составлены в 60-70-х годах. Это не позволяет в современных экономических условиях, характеризующихся большей самостоятельностью субъектов Федерации, разработать стратегию геологоразведочных работ на начало XXI века. Необходимо прежде всего усилить общегеологические исследования области. Результатом этих работ должен быть комплект современных геологических и прогнозно-минерагенических карт масштаба 1: 500 000.

В последние годы были определены и уточнены ранее подсчитанные ресурсы основных твердых полезных ископаемых области, определена их стоимость в денежном выражении (Черняев и др., 1997г.) (табл.1). В недрах Томской области сосредоточено свыше 57% ресурсов железа Российской Федерации, 18% циркония, 9% титана, 6% алюминия, 5% бурого угля, 4% цинка, а также крупные ресурсы подземных вод. Кроме того, юго-восток области перспективен на золото и сурьму. Здесь сосредоточены месторождения различных неметаллических полезных ископаемых.

Наиболее приоритетными для освоения твердыми полезными ископаемыми области являются ильменитовые россыпи. По Туганскому и Георгиевскому месторождениям подсчитаны промышленные запасы и прогнозные ресурсы по категориям P_1 и P_2 (Сандалов, 1961г., Бирюков, 1992г., Гараев, 1994г.). Кроме этого, по минерагеническим данным (Даргевич, 1996г.) произведена оценка прогнозных ресурсов Томской области на титан и цирконий. Годовой импорт титана (ильменитовый концентрат) и циркония (цирконовый концентрат) по России устойчиво находится на уровне 100-150 и 50-70 тыс.т

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таблица 1 Оценка стоимости минерального сырья Томской области в недрах (без нефти и газа) в ценах 1995 года

Полезное ископаемое	Единицы измерения	Запасы $A+B+C_1+C_2$	Прогнозные ресурсы			Цена 1 т, доллар	Стоимость сырья млн. $	Ожидаемое освоение	
			P_1	P_2	P_3			Млн .т	Млн $
Торф	Млн.т	6015.5	2331.3	-	-	36.6	270621	50	1815
Сапропель	-«-	30.6	12.0	25.4	-	9.2	430	20	85
Мергели	Тыс.т	5736	-	-	10000	24.5	165	5	122
Торфовивианиты	Млн.т	0.6	42.8	-	-	36.6	962	10	366
Бурый уголь	Млрд. т	-	3.8	-	70.9	34.3	321391	60	2058
Железные руды (концентрат)	-«-	-	21.8	25.9	-	19.5	431242	500	9750
Алюминий (бокситы)	Млн.т	-	9.9	1.6	-	146.5	952	1	146
Цинк (конц.)	Тыс.т	-	-	700	3000	207.2	259	-	-
Сурьма (конц.)	-«-	0.24	-	-	3.0	9227	5	-	-
Ильменит (конц.)	Млн.т	6.5	82.9	80.3	64.2	195.0	16810	5	975
Циркон (конц.)	-«-	1.9	8.5	7.8	9.0	335.0	3377	2,5	838
Монацит (конц.)	Тыс.т	-	593	548	-	411.5	225	-	-
Золото (рудное и россыпное)	Т	-	0.19	5.55	105.22	12.5 за 1 г	157	12.5 т	157
Каолин	Тыс.т	65798	-	-	-	15.2	1000	5	76
Глины тугоплавкие	-«-	24151	-	-	-	93.8	2265	2.5	234
Глины легкоплавкие	Тыс.м^3	70865	-	-	-	25.5	1786	40	1020
Пески стекольные	Тыс.т	234792	-	-	-	15.2	3569	5	76
Пески строительные	Тыс.м^3	107120	-	-	-	9.5	1018	50	475
Песчано-гравийные смеси	-«-	354669	-	-	-	5.3	1880	60	318
Камень строительный	-«-	43824	-	-	-	12.5	548	5	62
Вода подземная питьевая	Км^3/ год	16.7	-	-	-	2 за 1м^3	33400 в год	8350 млн. м^3	17700
Итого							1058662[1]		35373[2]

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Примечания:
а) цены приведены по данным государственной статистики экспорта минерального сырья из России за 1995 год, для сырья местного использования (торф, бурый уголь, сапропель, торфовивианаты, стройматериалы и подземные воды) цены реализации по факту могут быть значительно ниже;
б) объемы ожидаемого потребления сырья приведены исходя из производственных мощностей имеющихся и вероятных потребителей;
в) стоимость минерального сырья различных прогнозных ресурсов приведена с понижающими коэффициентами перевода (С2/Р1 - 0.6; С2/Р2 - 0.35; С2/Р3 - 0.1);
г) ресурсы железа приведены в пересчете на концентрат с содержанием железа 55 %; титан, цирконий и редкие земли, аналогично, приведены в пересчете на концентрат ильменита, циркона и монацита;
д) 1 - стоимость сырья без учета подземных вод; 2 - стоимость ресурсов с учетом подземных вод.

соответственно [1,2]. Вовлечение в эксплуатацию томских циркон- ильменитовых россыпей будет сопровождаться попутной добычей каолина, который также является предметом импорта (до 700 тыс.т в год). Имеющихся запасов Туганского и Георгиевского месторождений достаточно для ввода в эксплуатацию крупных горнодобывающих предприятий и предприятий передела титана и циркония. В связи с отсутствием в настоящее время таких предприятий специальных геологических исследований по расширению сырьевой базы титана и циркония не планируется .

К другим приоритетным видам полезных ископаемых области следует отнести железные руды, бокситы, золото и бурый уголь. Месторождения осадочных железных руд Бакчарское и Колпашевское, оцененные в 50-х годах по категориям C_1 и C_2 (Бердников, 1958г., Белоус, 1964г.), по сложности относятся к первой группе и в соответствии с достигнутой плотностью сети пересечений скважинами отвечают категориям P_1 и P_2. Для территории Томской области производился подсчет геологических ресурсов железных руд для нарымского, колпашевского и бакчарского горизонтов в количестве 393 млрд.т (Бердников, 1958г.), которые соответствуют категории P_3. С 1993 года прогнозные ресурсы железных руд категории P_3 исключены из баланса Российской Федерации и, соответственно, не будут приниматься к апробации. Таким образом, сумма прогнозных ресурсов железных руд Томской области по категориям P_1+P_2 составляет 85.9 млрд.т.

Ближайшими потенциальными потребителями железных руд Томской области могут стать Кузнецкий и Западно-Сибирский металлургические комбинаты с годовой потребностью 30 млн.т товарного концентрата. Традиционные поставщики сырья (предприятия Горной Шории и юга Красноярского края) ввиду выработки месторождений не могут их обеспечить и в настоящее время более 10 млн.т магнетитового концентрата поступает с Коршуновского ГОКа Иркутской области и Казахстана. Бакчарское и Колпашевское месторождения могут стать реальной сырьевой базой этих комбинатов и обеспечат их ресурсами на сотни лет. Для решения этой проблемы необходимо в ближайшие годы провести комплекс работ от маркетинговых исследований до поисково-оценочных работ на участке Бакчарского месторождения. При этом должна быть проведена оценка попутной золотоносности и платиноносности железных руд, выполнены опытные работы по гидроскважинной добыче рыхлых железных руд, проведены лабораторные и полупромышленные испытания обогащения железных руд, составлены технико-экономические соображения целесообразности использования Бакчарского месторождения как сырьевой базы КМК и ЗСМК.

Руды алюминия относятся в России к остродефицитным видам минерального сырья. Являясь одним из ведущих в мире экспортеров первичного алюминия, Россия, в то же время, в значительных объемах закупает на внешнем рынке глинозем и высококачественные бокситы. 60 % алюминия перерабатывается на глиноземных и алюминиевых заводах России по толлингу из импортного сырья. Несмотря на двукратное увеличение стоимости сырья при перевозке, эти потери перекрываются своевременностью уплаты валюты за реализуемый алюминий. В 1995 году Россия импортировала глинозема и бокситов на 3,4

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

млрд долларов США, что составило около 85% от общей стоимости ввезенного в страну минерального сырья.

Перспективной на алюминиевое сырье (бокситы) является юго-восточная часть области. Она расположена на северном продолжении Барзасской группы бокситовых месторождений и пространственно приурочена к северо-западной части Чулымо-Енисейской бокситоносной провинции. На этой площади выявлено несколько рудопроявлений бокситов.

Татульское рудопроявление бокситов относится ко второй группе сложности. Имеющаяся сеть пересечений первого рудного тела скважинами (500 х 500 м) удовлетворяет требованиям подсчета прогнозных ресурсов по категории P_1 - 9.9 млн.т. Ресурсы второго тела, вскрытого одной скважиной, могут быть отнесены к категории P_2- 1.6 млн.т. Бокситы характеризуются низким качеством. В пределах Татульской площади возможно нахождение еще 50 млн.т, а по Дубровинской площади - 100 млн.т бокситов карстового типа. Общие прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют 150 млн.т. С 1993 года прогнозные ресурсы алюминия (бокситов) категории P_3 исключены из баланса Российской Федерации и, соответственно, не будут приниматься к апробации. Таким образом, прогнозные ресурсы алюминия (бокситов) Томской области по категориям P_1+P_2 составят 11.5 млн.т.

К 2005 году ожидается завершение отработки месторождений бокситов на Южном Урале, а также ликвидация нерентабельных предприятий по добыче бокситов на Полярном Урале. Потребности работающих на этом сырье Уральского и Богословского глиноземно-алюминиевых заводов (до 500 тыс.т в год) не перекрываются планируемыми к вводу в эксплуатацию месторождениями бокситов на Тимане [3]. Исходя из конъюнктуры этого сырья, рекомендуется постановка на бокситоносных площадях Томской области геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на алюминий.

Несмотря на текущее кризисное состояние золотодобывающей отрасли России, золото было и остается минеральным сырьем устойчиво высокого спроса. В 1997 г. завершены работы по оценке золотоносности юга области, в результате которых выделен новый потенциальный Томский золоторудный район (Черняев и др.1997г.) Суммарные прогнозные ресурсы Тугояковского, Ушайского, Копыловского, Колбихинского и Ташминского золоторудных узлов по категории P_3, определенные экспертным путем, составят 105 т. Изученные проявления золота юго-востока Томской области относятся к третьей-четвертой группе сложности. Прогнозные ресурсы Батуринского проявления оценены на основе имеющейся геологической информации по рудным пересечениям и геометрии геохимических аномалий по категории P_2 в количестве 5.3 т. Сумма имеющихся прогнозных ресурсов рудного золота по Томской области составляет 110.3 т.

Россыпные объекты относятся к четвертой группе сложности. Прогнозные ресурсы бассейнов р. Китат, р. Мал.Ушайка (Корниловский и Колбихинский участки) и Тугояковского участка (рр. Тугояковка и Якунина) производилась на основании поисковых и поисково-оценочных работ с применением бурения по категориям P_1, P_2 и P_3 (Ахмадшин, 1987г., 1993г.). Оценка прогнозных ресурсов попутного золота в месторождениях ПГС и косовых россыпей по р.Томи в целом не производилась. В настоящее время завершаются работы по оценке попутного золота на Айдаковском месторождении ПГС. Сумма имеющихся прогнозных ресурсов россыпного золота по Томской области составляет 0.66 т.

Геологические предпосылки золотоносности района, наличие проявлений россыпного и рудного золота, шлиховых и геохимических аномалий являются основанием для постановки геологического доизучения Томского рудного района в масштабе 1 : 50 000 с общими поисками на золото, а также сурьму и полиметаллы. Необходимо проведение поисково-ревизионных работ по оценке золотоносности мел-палеогеоновой коры выветривания и косовых россыпей золота и поисково-оценочные работы на эксплуатируемых месторождениях ПГС р.Томи на попутное золото. При правильной ор-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ганизации работ уже в 1999 году представляется возможным выдача лицензии на производство поисково-оценочных работ с попутной добычей металла на Батуринском участке.

Известные месторождения бурых углей Томской области относятся ко 2-ой группе сложности (Таловское, Туганское) и 3-ей группе сложности (Реженское, Казанское, Ярское) [6]. По Таловскому месторождению подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 в количестве 3.6 млрд.т. Туганское месторождение оценивалось попутно при разведке одноименного циркон-ильменитового месторождения. Его ресурсы составляют 160 млн.т по категории P_1. Запасы мелких месторождений (Реженское, Казанское и Ярское) разведаны до промышленных категорий. Оценка геологических ресурсов палеогеновых бурых углей по Томской области в целом производилась П.Т. Сазоновым (1983г.). Прогноз опирается на известные площади распространения углесодержащих горизонтов (31840-122060 км$_2$), условную среднюю суммарную мощность пластов угля в пределах горизонтов (1.7-2.5 м), плотность угля (1.2 т/м$_3$) и понижающий коэффициент (условно 0.5). В связи с отсутствием данных о сплошности пластов бурого угля по их протяжению и изменчивости мощности пластов, а также отсутствием достоверных характеристик качества угля, принят понижающий коэффициент встречаемости промышленно значимых объектов 0.1. Соответственно прогнозные ресурсы палеогеновых бурых углей по Томской области составляют по категории Р3 - 70.9 млрд.т. Суммарные ресурсы бурых углей определены в 74.7 млрд.т .

Месторождения бурого угля Томской области могут являться как энергетическим сырьем, так и сырьем для получения химических веществ. В настоящее время для работы тепловых электростанций и для теплообеспечения в Томскую область завозится более 5 млн.т каменного угля из Кузнецкого и Канско-Ачинского бассейнов. Корпоративность связей поставщиков каменного угля с крупными его потребителями несомненно будет препятствовать их переходу на местное сырье. Поэтому рекомендуется рассмотреть программу обеспечения местным бурым углем средних и мелких потребителей В составе программы геологических исследований приоизводятся поисково-оценочные работы на Таловском месторождении бурых углей. Необходимо также дальнейшее исследование углей Туганского месторождения как перспективного химического сырья.

Решение поставленных задач возможно при переориентации части финансовых средств с традиционных полезных ископаемых (нефть, газ, стройматериалы,) на нетрадиционные (железо, золото, алюминий, бурый уголь) и усиление финансирования общегеологических исследований. При правильной организации и своевременном финансировании этих работ в начале XXI века Томская область будет не только нефтегазоносным регионом, но и крупным поставщиком новых видов сырья.

Литература:

1. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Стратегия развития и освоения минерально-сырьевой базы титана, Минеральные ресурсы России, 1995, № 5, с.6-12.
2. Заверткин В.Л., Кусевич. В.Н., Киселев В.А. Минерально-сырьевые ресурсы во внешней торговле России. Минеральные ресурсы России, 1996, №1, С. 19-23.
3. Радько В.В. Состояние сырьевой базы алюминиевой промышленности России, Минеральные ресурсы России, 1996, № 4, с.10-13.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

О СЛОЖНОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ И ЕЕ ВАРИАЦИИ В РЯДУ ЖИЛ РАЗНОЙ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

С. И. Коноваленко
Томский госуниверситет, г. Томск

Начиная с классических работ А.Е.Ферсмана, выполненных в начале 30-ых годов, принято считать, что гранитные пегматиты отличаются исключительной сложностью и большим разнообразием своего минерального состава. Сам академик оценивал его в 280 минеральных видов и ставил на второе место по сложности после пегматитов щелочных магм [4]. Спустя пятьдесят лет другой крупнейший отечественный знаток гранитных пегматитов А.И.Гинзбург [2] критически оценив объем накопленных за полвека данных, указал цифру в 210 минеральных видов. Автору не известны более поздние по времени публикации сводки подобного плана, но, безусловно, что минералогия гранитных пегматитов не стояла на месте и за прошедшие десять с лишним лет число минеральных видов,обнаруженных в пегматитах, выросло, по крайней мере, еще на несколько десятков. При этом многие из них были открыты непосредственно в пегматитовых жилах. Приведенные цифры, конечно, впечатляют воображение, однако стоит иметь в виду, что эта сложность состава в определенной степени кажущаяся и связана она в первую очередь с гетерогенностью рассматриваемого генетического типа природных объектов.

Действительно, изучение геологии гранитных пегматитов показало, что в зависимости от условий своего становления, определяемых прежде всего глубиной, все они естественным образом распадаются на ряд групп или формаций с совершенно различной металлогенической специализацией. Сверху вниз по разрезу земной коры это будут хрусталеносная, миароловая, редкометалльная, мусковитовая и керамическая формации. Для каждой из них помимо сравнительно небольшого по количеству видов общего набора, так называемых, сквозных минералов характерен свой специфический, который,собственно, и определяет лицо формации, отражая особенности становления ее жил. Сумма указанных типоморфных минералов во многом обуславливает общую сложность минерального состава всех в целом гранитных пегматитов.

Дополнительно следует отметить, что в любых по своей формационной принадлежности пегматитовых жилах могут одновременно присутствовать и обычно присутствуют минералы нескольких этапов минерализации. Кроме собственно "пегматитовых", возникших на стадии кристаллизации расплавов-растворов или последующего автометасоматоза и гидротермального выщелачивания с переотложением вещества, в жилах могут появиться фактически "случайные" минеральные фазы, связанные с наложением на уже сформированные пегматиты более поздних эндогенных процессов чаще всего гидротермального характера. Наконец, в условиях земной поверхности, куда рано или поздно попадают все пегматитовые жилы, в них появляется еще одна уже экзогенная ассоциация, связанная с процессами гипергенного изменения эндогенных минералов. Все это также непосредственным образом сказывается на общей сложности минерального состава гранитных пегматитов.

Что же касается сложности состава конкретных пегматитовых полей, то она обычно оказывается не столь уж большой и, как правило, не выходит за рамки полсотни видов даже для детально изученных месторождений [4]. Впрочем, проблема сложности минерального состава гранитных пегматитов еще достаточно далека от своего всестороннего освещения. Особенно плохо изученными представляются вариации сложности минерального состава для жил разной формационной принадлежности, вскрываемых в единых разрезах земной коры типичных пегматитовых провинций земного шара.

Чтобы в какой-то степени восполнить этот пробел, автором изучены вариации сложности минерального состава гранитных пегматитов разной формационной принад-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лежности в пределах сравнительно небольшой по площади пегматитовой провинции Юго-Западного Памира. Указанная территория интересна в том отношении, что здесь в ходе альпийской коллизии оказались выведенными на поверхность структурно-вещественные комплексы, претерпевшие полициклический метаморфизм и ультраметаморфизм от архея до неогена. Они представляют практически непрерывный 20 км разрез земной коры, весьма насыщенный самыми разными пегматитами. Последние порождены процессами неоднократного гранитообразования, сопровождавшими метаморфизм в докембрии, мезозое и кайнозое. Сегодня все эти жилы наблюдаются на едином эрозионном срезе. В районе известны весьма глубинные докембрийские пегматиты, среднеглубинные редкометалльные и малоглубинные миароловые [3]. Минеральный состав указанных пегматитов в настоящее время представляют 102 минеральных вида, среди которых резко доминируют силикаты (43%), а также оксиды и гидрооксиды (26%). Заметную роль по числу видов играют сульфиды (8%), фосфаты (6%), бораты (3%) и карбонаты (5%). На все остальные классы минералов приходится в сумме около 9%. Сравнение полученного для пегматитов Памира распределения минералов по классам с распределением в других пегматитовых провинциях [5] обнаруживает существенную разницу, прежде всего в количестве оксидов. Последнее обычно лежит в интервале 14-18%, а на Памире составляет 24% (за вычетом гидрооксидов). В то же время среднее содержание силикатов остается в пегматитах всех регионов примерно на одном уровне - 45-50%. Незначительные отклонения имеются в содержаниях сульфидов, фосфатов и карбонатов.

Все названные отличия могут объясняться как недостаточной изученностью минерального состава жил, так и специфическими условиями их образования. Это хорошо прослеживается при сравнении сложности минерального состава жил разной формационной принадлежности. По мере уменьшения глубины их становления, т.е. от пегматитов керамических к редкометалльным и миароловым последовательно возрастает общая сложность минерального состава от 38-39 видов до 64. Очень резкий скачок сложности наблюдается при переходе к малоглубинным миароловым пегматитам. Если же принимать во внимание не все минералы жил, а только первичные, собственно пегматитовые, то выявленная тенденция, не изменившись в принципе, существенно сгладится (20,29 и 57 видов соответственно). Дополнительно при таком подходе весьма рельефно проявится изменение роли наложенных эндогенных минералов в составе жил. Число их заметно сокращается с уменьшением глубины становления пегматитов (от 16 до 5, а затем и 2 видов).

Но, пожалуй, еще более показательным является изменение роли оксидов и силикатов в составе разноглубинных пегматитов. Жилы глубинной формации явно выделяются преобладанием силикатов (65%), которых в редкометалльных и миароловых пегматитах соответственно только 45 и 39%. Количество оксидов, напротив, растет от глубинных к малоглубинным жилам (25%, 38%, 32%). При этом наблюдается не столько рост относительного числа процентов оксидов, сколько рост абсолютного числа минеральных видов данного класса от керамических пегматитов к редкометалльным и миароловым (соответственно 5, 11 и 18 видов). Малоглубинные миароловые пегматиты характеризуются также резко повышенной ролью сульфидов, фосфатов и боратов, что, несомненно, подчеркивает специфические условия их образования [1].

Очевидно, что высокая сложность минерального состава миароловых жил связана, прежде всего, с насыщенностью исходных для них расплавов-растворов водой и самыми различными минерализаторами. Это обусловило полноту развития в пегматитах разновременных процессов минерализации, начиная с непосредственной кристаллизации расплавов и кончая гидротермальным минералообразованием в миаролах. Максимальное же число минеральных видов (до 40%) образовалось в жилах на заключительной гидротермальной стадии. Любопытно, что определенное значение в повышении общей сложности минерального состава миароловых жил имело и влияние вмещающих пород. Несмотря на известную автономность развития миароловых пегматитов, оно проявилось на уровне второстепенных и, особенно, акцессорных минералов для тех жил, которые формирова-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лись среди пород, очень сильно отличающихся по химизму от исходных расплавов-растворов. То же самое относится и к редкометалльным пегматитам. Гораздо более уязвимыми для процессов гибридизма оказываются глубинные жилы, во многом возникающие за счет переплавления вмещающих толщ при их гранитизации. Отсюда, собственно, и проистекает относительная обогащенность подобных жил силикатами, в том числе такими необычными для пегматитов, как силикаты Ca, Mg и Ti. Однако заметного усложнения минерального состава в данном случае не происходит вследствие того, что гибридизм осуществляется главным образом на уровне породообразующих или второстепенных минералов, число которых в пегматитах относительно невелико и относительно постоянно для жил разных формаций. Определенный скачок сложности минерального состава глубинных пегматитов связан уже с их постпегматитовым преобразованием в ходе полициклического регионального метаморфизма. Это преобразование осуществлялось в рамках высокотемпературного гидротермального процесса, причем источником растворов выступали сами метаморфизуемые толщи. Вновь образованные минеральные фазы и в этом случае представлены, главным образом, силикатами, что еще больше повышало роль минералов данного класса в составе глубинных жил.

Таким образом, на основании проведенного анализа можно констатировать, что в жилах, не затронутых постпегматитовым изменением, сложность минерального состава определяется полнотой эволюции пегматитовой системы и в общем случае возрастает с уменьшением глубины формирования. Хорошим индикатором уровня глубинности жил является соотношение в них оксидов и силикатов. Любые наложенные процессы в разной степени усложняют первичный минеральный состав пегматитов, что в конечном итоге может полностью исказить выявленную генеральную тенденцию изменения их сложности.

Литература

1. Бакуменко И.Т., Коноваленко С.И. Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов // Тр. ин-та Геол. и геоф. СО АН СССР. - 1988, №733. - С. 123-135.
2. Гинзбург А.И. Учение о пегматитах в свете современных знаний // Развитие минералогии и геохимии и их связь с учением о полезных ископаемых. - М.: Наука, 1983. - С. 164-192.
3. Коноваленко С.И., Карепин Е.Л., Сазонтова Н.А. Гранитные пегматиты активизированных блоков докембрия // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. - Томск: Томский гос. ун-т, 1996. - С. 57-62.
4. Ферсман А.Е. Избранные труды. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.6. - 742 с.
5. Юшкин Н.П. Топоминералогия. - М.: Недра, 1982. - 288 с.

ЯНТАРОНОСНОСТЬ МЕЛОВЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.И. Коноваленко, Т.А. Касимова
Томский госуниверситет, г. Томск

Первые упоминания о находках ископаемых смол в верхнемеловых отложениях Чулымо-Енисейского прогиба появились еще в конце тридцатых годов текущего столетия (Л.М.Рагозин, О.В.Лебедев, А.Р.Ананьев и др.). Последующие геолого-съемочные работы, сопровождавшиеся картировочным бурением, подтвердили достаточно широкое распространение янтаря в верхнемеловых континентальных отложениях симоновской и сымской свит. В своем большинстве эти породы залегают достаточно глубоко от поверхности (в десятке и сотнях метрах) и лишь на крайнем юго-востоке выходят непосредственно в береговых обрывах крупных рек: Чулыма, Кии и Яи.

Специализированные работы 1995 года привели к открытию здесь коренного проявления янтаря, обнаруженного в среднем течении реки Яя среди светло-серых кварц-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

каолинитовых песков сымской свиты, содержащих прослои глин и линзы углефицированного растительного детрита. По простиранию, с помощью естественных выходов, а также искусственных расчисток и закопушек эти отложения в районе проявления прослежены более, чем на 400 м. Повсеместно они представлены фациально выдержанными мелко- среднезернистыми каолинизированными песками, которые перекрыты и бронированы сверху окварцованными неравномернозернистыми песками новомихайловской свиты палеогена. Количество растительного детрита в песках сымской свиты во всех обнажениях, кроме продуктивного, очень незначительно по объему, причем, как правило, этот детрит представлен разрозненными и относительно крупными углефицированными обломками древесины. И только в пределах проявления он слагает линзовидные прослои протяженностью в первые метры и мощностью от 15 до 30 см. Внутри указанных прослоев углефицированный растительный детрит имеет преимущественно мелкую размерность (до 5 мм), занимая 30-40 % их объема.

Кусочки янтаря различного размера и формы встречаются в этих линзах обособленно друг от друга, без всякой видимой закономерности. Среднее содержание ископаемой смолы для факций крупнее +3 мм в наиболее богатой смолой части линзы составляет 25-50 г/м^3. Кроме численно резко преобладающих относительно мелких по размеру зерен янтаря (до 1,5 см в диаметре) спорадически встречаются его крупные отдельные куски весом до 24 г и размером до 5 х 4 х 4 см. Более важным, однако, представляется то обстоятельство, что этот крупный янтарь имеет очень причудливую губчатую фактуру поверхности, свидетельствующую об отсутствии какого-либо значительного перемещения и окатывания. В западинах поверхности и неправильных по форме трубчатых каналах кусков янтаря сохранились многочисленные остатки неуглефицированных растительных волокон. Сами каверны часто заполнены порошковатым агрегатом белого каолинита с вкрапленными неокатанными или полуокатанными зернами кварца и других обломочных минералов. Все это указывает на, несомненно, местный источник ископаемой смолы. Очень важно и то, что крупный янтарь не обладает излишней хрупкостью, прозрачен на глубину и имеет приятный золотисто-желтый цвет, местами переходящий в густо-желтый с оранжевым оттенком. Он лишен следов выветривания, не обезвоживается и не мутнеет на воздухе, хорошо принимает полировку. Иными словами, налицо все признаки настоящего ювелирного материала, что выдвигает бассейн реки Яи в число наиболее перспективных районов.

Одновременное присутствие в каолинизированных песках сымской свиты открытого проявления выветрелых и окатанных зерен янтаря вместе с неокатанными и слабо измененными его кусками говорит о существовании в верхнемеловом отрезке времени, по крайней мере, двух источников ископаемых смол – местном и относительно удаленном. Последним вполне могли быть верхнемеловые континентальные отложения кийской свиты, выходящие в настоящее время на поверхность в бассейне р. Кии, уже за пределами Томской области, к востоку и юго-востоку от выявленного проявления. Знакомство с ними показывает, что по литологии и фациальной принадлежности они очень похожи на отложения сымской свиты, а янтарь,присутствующий в их песках и глинах (проявление "Янтарная горка"), по многим своим параметрам аналогичен яйскому.

Оценивая перспективы янтароносности верхнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири, необходимо иметь в виду континентальную природу этих осадков, что, в общем, не позволяет рассчитывать на крупный промышленный масштаб выявленной минерализации. Однако с другой стороны процессы размыва и переотложений этих пород в последующее время вполне могли приводить к появлению вторичных, гораздо более богатых скоплений ископаемых смол.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СВЯЗИ ГРАНИТОИДОВ И СКАРН-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А.Н. Кононов
ОАО "ВостНИГРИ", г. Новокузнецк

Скарн-магнетитовые руды находятся в экзоконтактовой зоне гранитоидов среди терригенно-вулканогенных толщ. На Алтае это Майское скарн-золото-магнетитовое месторождение около Лебедского плагиогранит-диоритового массива, Холзунское скарн-апатит-гематит-магнетитовое месторождение вблизи Хайдунского диорит-плагиогранитового массива и Инское скарн-магнетитовое месторождение в экзоконтакте Инско-Сергеевского диорит-плагиогранитового массива.

Лебедской массив и Майское месторождение залегают в раннекембрийской терригенно-вулканогенной толще. Лебедской массив вытянут согласно простиранию породы рамы на 25 км. Граница его расплывчатая и только при соприкосновении пород контрастного состава (диориты - известняки) резкая. В экзоконтактовой зоне в 1-4.5 км развиты диоритоподобные породы и роговики. Массив сложен габбро, меладиоритами, диоритами, кварцсодержащими диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами и плагиогранитами. Строение его зонально-полосовое. Зональность обусловлена развитием плагиогранитов в середине. В краевой части плутона наблюдается чередование диоритов и габбро с диоритоподобными породами, кварцсодержащими и кварцитовыми диоритами, а в центральной части - плагиогранитов с гранодиоритами и тоналитами. Полосы гранитоидов по ориентировке и мощности совпадают с простиранием и мощностью пластов вмещающих пород.

Скарн-рудная зона на восточном экзоконтакте Лебедского массива прослежена на 5 км согласно с вытянутостью массива и простиранием вмещающих пород. Известковые скарны и магнетит в северной части зоны образуют Майское месторождение, вытянутое на 1700 м. По насыщенности магнетитом, сульфидами и золотом в нем обособляются полосы, аналогичные по направлению и мощности полосам в скарнах, роговиках и наслоению в вулканитах.

Лебедской массив и Майское месторождение перекрыты среднеордовикскими отложениями. Калий-аргоновым методом возраст биотита и роговой обманки в плагиогранитах, гранодиоритах и диоритах определен в 546 млн.лет.

Хайдунский массив и Холзунское месторождение находятся в раннесреднедевонской терригенно-вулканогенной толще. Массив и месторождение расположены рядом, залегают субпараллельно и согласно с генеральным направлением слоистости вмещающих толщ в центре их наибольшего изменения. В обобщенном виде с северо-востока на запад развиты: ороговикованные породы и роговики - альбитизированные и иногда скарнированные роговики - Хайдунский массив - роговики (альбитизированные, микроклинизированные, диопсидизированные и иногда скарнированные), мушкетовит-магнетитовые, гематит-магнетитовые и апатит-магнетитовые рудные тела - микроклинизированные и альбитизированные роговики и ороговикованные породы.

Хайдунский массив пластинообразный и вытянут согласно с простиранием вмещающих пород в северо-западном направлении на 8.5 км. Контакты его с вмещающими породами расплывчатые и реже (с известняками и известковыми сланцами) четкие. Характерно полосовое расположение петрографически близких гранитоидов и большое количество реликтов вулканитов среднего и основного состава. Ориентировка полос совпадает с удлинением массива и слоистостью в породах рамы.

Холзунское месторождение расположено в 100-300 м юго-западнее Хайдунского массива. Рудный горизонт прослежен почти на 9 км. Руды полосчатые и нередко ритмично-полосчатые. Нерудная часть в апатит-гематит-магнетитовых рудах имеет тот же со-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

став, что и вмещающие их породы. Богатые руды средней части рудного тела к периферии становятся более бедными за счет увеличения нерудных полосок и нередко через полосчатые бедные и убогие руды переходят во вмещающие породы.

Хайдунский массив и Холзунское месторождение подверглись воздействию пермского Таловотургусунского интрузива. Калий-аргоновым методом определен возраст биотита в роговиках в 360 млн. лет, в плагиогранитах - 370 млн. лет, в нерудной части магнетитовых руд - 350 млн. лет.

Инско-Сергеевский массив и Инское месторождение расположены в среднедевонской терригенно-вулканогенной толще, в которой с юго-востока на северо-запад наблюдается смена: ороговикованные породы и роговики - альбитизированные роговики - гранитоиды Инско-Сергеевского массива - амфиболовые и амфибол-пироксеновые метасоматиты, известковые скарны и магнетитовые руды, альбитизированные роговики и ороговикованные породы.

В Инско-Сергеевском массиве четкость контакта с вмещающими толщами зависит от различия в составе соприкасающихся пород. На отдельных участках плагиограниты переходят в теневые мигматиты, сменяемые послойными и ветвистыми мигматитами. В породах эндоконтакта много ксенолитов. Отчетливо выражено чередование полос плагиогранитов, тоналитов и гранодиоритов; тоналитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов; диоритов, кварцевых и кварцсодержащих диоритов; диоритов, меладиоритов, габбро и диоритоподобных пород. Ориентировка совпадает с основным направлением простирания вмещающих толщ.

Магнетитовые руды Инского месторождения образуют полосу, вытянутую согласно с напластованием вмещающих пород на 4700 м. Крупные рудные тела имеют пласто- и линзовидную форму. От них отходят апофизы неправильной и жилообразной формы. Они вытянуты параллельно главному телу.

Гранитоиды Инско-Сергеевского массива и магнетитовые руды Инского месторождения метаморфизованы пермским Тигирекским интрузивом. Калий-аргоновым методом возраст биотита в плагиогранитах 360 млн.лет, а в нерудной части магнетитовой руды - 365 млн. лет.

Массивы гранитоидов и скарн-магнетитовые руды имеют тесную пространственную связь, залегая в одной полосе измененных пород. Одинаковые особенности геологического строения массивов и рудных тел, взаимоотношения их между собой и с окружающими толщами, а также одновременность формирования позволяют считать, что и образовались они на месте терригенно-вулканогенных толщ под действием глубинных растворов.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ПРОГНОЗИРУЕМОГО ЗОЛОТООРУДЕНЕНИЯ ТОМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Ю.Г. Копылова, И.В. Сметанина, М.З. Потылицына, Т.Н. Шатилова
Томский политехнический университет, г. Томск

Гидрогеохимические исследования в пределах Томского района проводились в период с 1958 по 1967 г.г. и с 1986 по 1995 г.г. В результате почти вся территория района (2 900 кв. км.) покрыта гидрогеохимическими поисками масштаба 1:100 000, результаты которых хорошо освещены в научных публикациях [3, 4, 5, 6]. При этом основной объем информации о распределении в водах микрокомпонентов получен по данным полуколичественного спектрального анализа водных концентратов и ограниченного изучения компонентов химического состава вод, что не отвечает современным требованиям.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Гидрогеохимические исследования с использованием новых технологических возможностей методов анализа вод и интерпретации данных проведены [2] на площади **Колбихинского потенциального золото-сурьмяного рудного узла**, который охватывает верховья рек Малая Ушайка и Киргизка. Здесь известны рудопроявления сурьмы с сопутствующим золотом, свалы кварца с золотом и сульфидами, россыпи золота. В геологическом строении узла принимают участие терригенные породы турнейского яруса и лагерносадской толщи карбона, юргинской и пачинской свит верхнего девона и вулканогенно-осадочные породы митрофановской свиты среднего девона. Колбихинский рудный узел располагается в прифронтальной зоне Томского надвига, на фронте гранитизации Малоушайского и Сухореченского выступов невскрытого Томского массива. Основными продольными разломами узла являются Урбейский и Коларовский, расположенные, соответственно, на восточном и западном флангах узла. В центральной части узла проходят Тогучинский и Юргинский продольные разломы. Урбейским разломом контролируется развитие зональных высокотемпературных метаморфических пород - кристаллических сланцев фации B_3, ориентировочная ширина зоны которых составляет около 4 км. Северной границей узла является система Киргизских диагональных разломов восток-северо-восточного простирания, а южной- система Омутнинских разломов такого же простирания. Основной диагональной рудоконтролирующей структурой, к которой приурочено большинство лито - и гидрогеохимических аномалий, россыпей золота и делювиальные свалы золоторудной минерализации является система Щербакских разломов. Западнее в Ушайском узле, к этой зоне разломов приурочены рудопроявления и аномалии золота, а восточнее, в Ташминском узле, - полиметаллические зоны минерализации, в т. ч. и Турунтаевская.

Колбихинский рудный узел характеризуется интенсивными лито- и гидрогеохимическими, шлиховыми, минералогическими потоками и ореолами рассеяния. Наиболее интенсивные литогеохимические потоки рассеяния всех элементов (Au, Ag, Hg, Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Ti, Zr) приурочены к долине р.М. Ушайка. На основе анализа распределения химических элементов в водах отдельных стратиграфических подразделений и динамики подземных вод выделен ряд гидрогеохимических аномалий, перспективных на золотооруденение [1, 2], местоположение которых показано на рисунке 1. Анализ пространственного расположения гидрогеохимических аномалий позволяет проследить характер изменения состава элементов и их концентраций по отношению к Урбейской зоне смятия и выявить зональность рудного узла. Наибольший комплекс элементов с аномально-повышенными значениями по отношению к фону вмещающих отложений отмечается вблизи Урбейского разлома в пределах 3 и 4 аномалий (F, P, V, Co, Ni, Ti, Y, Th, Cu, Zn, Pb, редкоземельные элементы, Ag, Au, Pb, Sb). В аномалиях 7-10, расположенных в отложениях турнейского яруса, установлены P, V, Co, Ni, Ti, La, Th, Zn, Au, Pb. Специфика оруденения в пределах аномалий прослеживается также по ассоциациям сопутствующих золоту элементов. Обработка методами факторного анализа нормированных по параметрам распределения данных показала наличие в водах ассоциаций породообразующих, редкоземельных элементов, элементов группы железа и халькофильных элементов (таблица). Выявленные ассоциаций элементов в водах находятся в определенных пространственных соотношениях, формируя структуру гидрогеохимического поля, что позволяет предполагать широкое развитие в пределах аномалий процессов гидротермального изменения пород и вместе с тем позволяет ожидать и более концентрированное оруденение, что отражается в формировании контрастных водных потоков рассеяния халькофильных элементов.

Повышенные содержания химических элементов в водах, зональность в распределении химических элементов и их ассоциаций дают основания на выделение здесь аномального **гидрогеохимического поля Колбихинского рудного узла** и в его пределах - потенциальных рудных полей: Колбихинского, Сухореченского, Семилуженского и Верхнекаменского (рис.).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Потенциальное **Колбихинское рудное поле** объединяет гидрогеохимические аномалии в верховьях реки М. Ушайка, по р. Колбиха и в верховьях рч. Таежный. Характерной особенностью проявления Колбихинского аномального поля является наличие ареалов рассеяния элементов надынтрузивной зоны гранитоидов (Li, F, Sn, La и других редкоземельных элементов), внутри которых отмечаются ареалы рассеяния элементов полиметаллического комплекса (Pb, Cu и др.), а также Au и Ag. В пределах гидрогеохимического поля распространены также ассоциации сидерофильных элементов (V,Cr,Ti....) и элементов низкотемпературной минерализации (Ba, Mn, Sr). Потоки и ареалы рассеяния золота совпадают с ареалами элементов полиметаллического комплекса или отмечаются обособленно. Отмечаются протяженные потоки ртути и отдельные точки с контрастными содержаниями сурьмы. Наиболее контрастные водные потоки рассеяния золота встречены в нижней части бассейна р. Колбихи вблизи ареала сульфат-иона и россыпей золота. В пределах выделяемого поля отмечается висмут, мышьяк и молибден, что также свидетельствует о золоторудном характере зон минерализаций.

Потенциальное **Сухореченское рудное поле** отмечается в гидрогеохимических потоках и ареалах рассеяния по р.р. М.Ушайка, Березовая, Сухая, притокам р. Ушайка, р.р. Урбей, Омутная. Наиболее четко поле выделяется по ассоциациям химических элементов, отражающих невскрытые выступы гранитоидов и развитие здесь процессов гидротермальной проработки. Наличие невскрытого Сухореченского гранитоидного выступа Томского массива в верховьях р. Сухая подтверждается присутствием в водах фтора, редкоземельных элементов, а по правому борту р. М.Ушайка - по повышенным концентрациям лития, фтора, олова. В верховьях р.р. Урбей, Таловка и Омутная участок гидрогеохимического поля очерчивается повышенными концентрациями фтора, в котором ареалы золота отмечены в поле рассеяния серебра, ртути и элементов полиметаллического комплекса.

Таблица. Ассоциации химических элементов в природных водах Колбихинского рудного узла

N	Вес фактора	Ассоциации элементов в водах зон трещиноватости	Ассоциации элементов в водах с повышенным содержанием					
			Вес фактора	элементов примесей	Вес фактора	Редкоземельных элементов	Вес фактора	минерализации вод (> 0.3)
1	10.5	V,Ni,Cu,Cr,Ba Ti,Pb,P,Mn,Sc, Y,Co,Zn,Sr, Ag	6.7	La,Eu,Hf,Th, Yb,Lu,Ge,Sc, Sb	10.4	V,Cr,Ti,Ni,Cu, Pb,Co,P,Ba,Y, Sc,Zn,Mn,Ag, Sr	10.04	Cr,V,Cu,Pb,Ni,BaTi, Zn,AgMn,SeYCo,P, Sr
2	6.5	Th,Hf,EuLa, Yb,Sc,Ce,Ta, Lu,Sb	6.4	V,Ti,Cr,Ni,ScCu ,Y,Co,Zn, Pb,P,Ba	4.8	Eu,Hf,Yb,La,Th, Ta,Ce,Lu,Sc	6.6	Th,Hf,La,Sc,Ce,YbE u,Lu,Ta, Sb
3	3	HCO_3,Ca,Мин ,Mg,pH/Cl	4.5	HCO_3,Ca, Мин,F,Mg, Na/K	4.54	HCO_3,Ca,Мин, Mg,pH,Cl,Fe/Na ,SO_4	2.9	Ca,HCO_3,Mg, Мин
4	2.8	Na,Li,Cl/K, SO_4					2.5	Li,Na/Co_2,SO_4
5			2.24	Sr,Mn,Ba			2.4	Sr,O_2,K
6			2.2	Li,Cl,Na			1.7	отм,Au/F
7			1.8	Ag,Au,pH	1.6	F/Au	1.3	Hg

В бассейне р. М.Ушайка участок прогнозируемого месторождения характеризуется наиболее четкой структурой гидрогеохимического поля, которое проявляется ареалом элементов низкотемпературной минерализации, элементов - примесей породообразующих минералов, внутри которых находятся ареалы рассеяния элементов полиметаллического

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

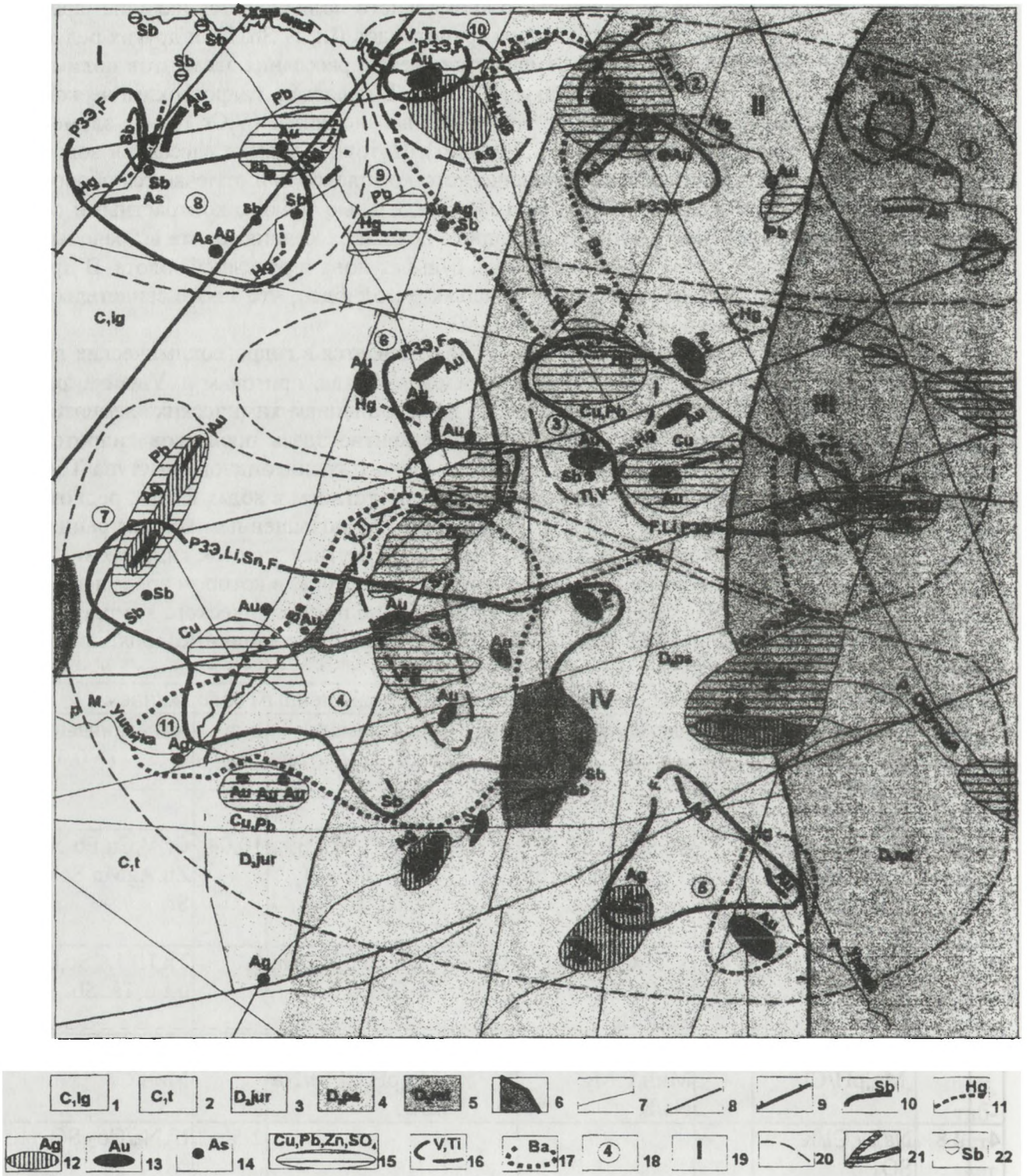


Рис. Аномальное гидрогеохимическое поле Колбихинского рудного узла

Состав водовмещающих пород: 1- терригенные отложения лагерносадской свиты, 2 - терригенные отложения турнейского яруса, 3 - терригенные отложения юргинской свиты, 4 - терригенные отложения пачинской свиты, 5 - вулканогенные отложения митрофановской свиты, 6 - выступы глубокозалегающих гранитоидов, 7 - геологические границы, и - зоны разрывных нарушений, 9 - Урбейская зона. Химические элементы в воды: 10 - потоки рассеяния (элемент указан символом), 11 - потоки рассеяния ртути, 12 - ареалы рассеяния серебра, 13 - ареалы рассеяния золота, 14 - точки с контрастными содержаниями элементов в водах: · Au, Sb, Ag, As, 15 - ареалы рассеяния элементов полиметаллического) комплекса. Ассоциации химический элементов в воды: 16 - элементов - примесей породообразующих минералов, 17 - элементов низкотемпературной минерализации. 18 - номера гидрогеохимических аномалий. 19 - Прогнозируемые рудные

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

поля: 1 -Семилуженское, 11 - Верхнекаменское, III - Колбихинское, IV - Сухореченское, 20 - условная граница рудных полей, 21 - россыпи золота, 22 - проявления сурьмы.

комплекса и контрастные ареалы рассеяния золота. Контрастные значения фтора (0.72 мг/л), серебра (1.2 мкг/л), свинца (12 мкг/л) и ртути (0.14 мкг/л), обнаруженные непосредственно в русле р. М.Ушайка и в приустьевой части р. Сухая, интересны с позиции прогноза глубокозалегающей минерализации. Разгрузка здесь вод глубоких уровней стока подтверждается проявлением процессов вторичного минералообразования - наличием в русле р. М.Ушайка карбонатных травертинов.

Потенциальное **Семилуженское рудное поле** выделяется по водным потокам рассеяния ртути, мышьяка, золота, сурьмы и меди по р. Межевка и левым притокам р. Змеинка. Характерной особенностью является широкое развитие ареала редкоземельных элементов и фтора. Только здесь вместе с протяженным потоком рассеяния ртути встречено золото в комплексе с мышьяком и ареалы рассеяния сурьмы. Ранее при исследованиях 1958-1959 г.г. гидрогеохимические признаки оруденения отмечались по р. Малка, правым притокам р. Еловка и р.р. Черная, Сухая по протяженным потокам рассеяния Sb, Zn, Cu, Ag, Ni, Pb. На междуречье р.р. Каменка и Б.Киргизка вблизи их слияния выявлены участки аномальных содержаний сидерофильных элементов. Пространственные соотношения породообразующих и рудных элементов свидетельствуют об интенсивной гидротермальной проработке пород.

Потенциальное **Верхнекаменское рудное поле** фиксируется потоками и ареалами рассеяния химических элементов по р. Каменка и р. Ташма (Рис.). Характерной особенностью гидрогеохимического поля является наличие потоков и ареалов рассеяния серебра вблизи ареалов золота. Наиболее контрастный поток золота отмечен в верховье р. Каменка, где ему сопутствуют серебро и свинец. Ниже водные потоки рассеяния золота обнаружены по левому борту р. Каменка в поле развития ареалов фтора, редкоземельных элементов, элементов группы железа и далее по р. Каменка - в пределах ареала рассеяния серебра, свинца, цинка и сурьмы. В верховьях р. Ташмы обнаружен ареал рассеяния сурьмы, редкоземельных элементов, фтора и лития, причем отмечается смена потоков рассеяния лития фтором и далее золотом. Наличие ассоциаций элементов-примесей породообразующих минералов и рудогенных элементов позволяет выделить все характерные черты аномального гидрогеохимического поля, соответствующего прогнозируемому золотому оруденению.

Отсутствие данных по золоту в пределах выделенных гидрогеохимических полей других рудных узлов Томского рудного района не позволяет проследить всю его структуру. Однако по анализу сопутствующих золоту элементов (серебру, мышьяку, сурьме и ртути), наличию ареалов рассеяния элементов надынтрузивной зоны гранитоидов, халькофильных элементов, элементов низкотемпературной минерализации хорошо выделяется **Копыловский рудный узел**. Характерной особенностью **Ушайского рудного узла** явля ется широкое развитие ареалов элементов полиметаллического комплекса, потоков и ареалов рассеяния мышьяка, серебра, ртути, урана и элементов магматического очага: молибдена, олова, лития. **Тугояковское аномальное гидрогеохимическое поле** характеризуется развитием зон разрывных нарушений, отлагающих при разгрузке карбонатные и карбонатно-железистые травертины. Наиболее высокая их насыщенность отмечается по р. Тарганак и по р. Березовая. При анализе состава потоков рассеяния обнаруживается их близость с составом золотосодержащих потоков рассеяния на Колбихинском аномальном гидрогеохимическом поле. Следует также отметить, что только здесь в водных потоках встречен вольфрам вместе с оловом, лантаном, висмутом и кобальтом. Таким образом, состав выявленных потоков рассеяния показывает на возможность обнаружения золоторудной минерализации на Березово-Еловском водоразделе. Высокая информативность гидрогеохимических поисков в условиях полузакрытых геологических структур определяет целесообразность постановки гидрогеохимических исследований в составе геологического доизучения Томского выступа (ГДП-50) с общими поисками.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Работа выполнена при финансовой поддержке Томскгеолкома.

Литература.

1. Бирюков В.Г., Ахмадщин Н.Ю., Копылова Ю.Г., Бычков В.Я., Полтанова Л.М., Лисина А.В. Гидрогеохимические поиски золотооруденения в северной части Колывань-Томской зоны // Многоцелевые гидрогеохимические исследования в связи с поисками полезных ископаемых и охраной подземных вод.- Томск: Томский политехнический университет, 1993.- С. 171-173.
2. Копылова Ю.Г., Коробейникова Е.С., Потылицына М.З., Лисина А.В. Гидрогеохимический прогноз золотооруденения в северной части Колывань-Томской зоны // Природокомплекс Томской области.- Томск: ТГУ, 1995.- Т. 2.- С. 158-165.
3. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений / Авт. П.А.Удодов, С.Л.Шварцев, Н.М.Рассказов, В.М.Матусевич, Р.С.Солодовникова.- М: Недра, 1973. - 184 с.
4. Удодов П.А., Онуфриенок И.П., Парилов Ю.С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. Методика и результаты работ.- М: Высшая школа, 1962.- 190с.
5. Удодов П.А, Матусевич В.М., Григорьев Н.В. Гидрогеохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур Томь-Яйского междуречья.- Томск: Изд-во Томского университета,1965.- 201с.
6. Удодов П.А., Паршин П.Н., Левашов Б.М., Лукин А.А., Рассказов Н.М., Копылова Ю.Г., Коробейникова Е.С., Солодовникова Р.С., Фатеев А.Д., Шестаков Б.И. Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны. - Томск: Изд-во ТГУ, 1971.- 283 с.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Ф. Коробейников, А.А. Ананьев, В.К. Бернатонис, В.Г. Ворошилов, А.Я. Пшеничкин, Н.А. Колпакова.
Томский политехнический университет, г. Томск

На основе инверсионно - вольтамперометрических методов анализа вещества на элементы платиновой группы [6] изучено распределение платины и палладия в Олимпиадинском, Васильевском, Советском и Эльдорадинском месторождениях золота Енисейского кряжа. В изученных золоторудных объектах установлены участки руд с промышленно важными концентрациями платины до 3,6-18 г/т. Такие комплексные золото-платиновые руды сформировались под воздействием глубинных флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров. Возникновение таких рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, магматизма и особенно наложенного метасоматизма в протерозойских углеродистых терригенно-вулканогенных толщах. Рудоносные формации тяготеют к внутригеосинклинальным поднятиям, зонам глубинных разломов, к рифтоподобным структурам на площадях тектоно-гидротермального разуплотнения пород под воздействием мантийно-корового палеодиапиризма [6].

Особенности геологического строения и платиноносность Олимпиадинского месторождения

Это месторождение располагается в Центральной части Енисейского кряжа среди интенсивно дислоцированных рифейских кристаллических сланцев, прорванных гранитоидами Чиримбинского, Тырындинского, Гурахтинского интрузивов [4,5,7,8]. Месторождение располагается в присводовой части Центрального антиклинория рифейской миогеосниклинальной зоны вблизи глубинных разломов и приурочено к рифтоподобной структуре. Оно контролируется складчато-разрывными структурами северо-восточного простирания по отношению к общему северо-западному направлению региональной складчатости. Рудоносными являются карбонатно-слюдистые сланцы, мраморы, мета-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

морфиты зеленосланцевой фации с горизонтами углеродистых пород, содержащих 3-5% углерода. Эти породы подвержены интенсивной березитизации и аргиллизации.

Вкрапленно-золото-сульфидное оруденение приурочено, в основном, к замкам сложных складок. Поэтому рудные тела чаще имеют форму субсогласных седловидных залежей. Морфология рудоносного горизонта W-образная, в плане складка осложнена "трехкратной перекрестной складчатостью" (по [5]) со склонением шарнира на восток - северо-восток. Такие сложные анти- и синформы образованы деформациями рифтогенного типа. На локализацию комплексного оруденения существенное влияние оказали блоковые структуры. Главные рудные тела размещаются в зоне контакта нижней пачки слюдисто-кварцевых сланцев с углеродистыми сланцами и карбонатными породами. На участке проявилась метасоматическая зональность: кварцевые линейные зоны - кварц-мусковитовые (серицитовые) или кварц-цоизитовые ассоциации - внешние зоны биотит-амфибол-хлоритового или кварц-карбонатного состава с диспергированным углеродистым веществом (УВ). Отмечается последовательное замещение метасоматитами динамометаморфитов и последующие деформации возникавших метасоматитов. Установлена тенденция снижения степени тектонизации пород от ранних углеродистых, пропилитовых, березитизированных разностей к юным кварц-каолинитовым аргиллизитам [5].

Первичные руды представлены метасоматитами с карбонатно (30-40%) - кварц (30-35%) - биотит, мусковит (13-18%) - хлорит, цоизит-каолинит-гидрослюдистого состава с вкрапленностью и прожилками пирротина, арсенопирита, антимонита, бертьерита, пирита, халькопирита, сфалерита, шеелита, золота. Количество сульфидов составляет 3-5% рудных тел. Более поздняя сурьмяная минерализация создает концентрации в кварц-карбонатных метасоматитах. Редкими рудными минералами служат гудмундит, тетраэдрит, сурьма самородная, пентландит, ауростибит, висмутин, виоларит, брейтгауптит, бурнонит, кубанит, молибденит, джемсонит [1, 2, 4]. Золото высокопробное (910-997) с большим количеством Hg (0.2-5.9 %) и низкопробное (647- 757) с содержанием Ag 15-22 % и Hg 8.89-12.91 % находится в ассоциации с сульфидами и антимонидами. В виде эмульсионной вкрапленности золото встречается в игольчатом арсенопирите, реже в пирите и сопровождается вкрапленностью и микропрожилками шеелита, бертьерита, антимонита.

Широко представлена кора выветривания, которая местами проникает на глубину 400 м от поверхности. Окисленные рыхлые руды сложены кварцем, каолинитом с примесью гидромусковита, гидроокислов железа, марганца, сурьмы. В лимонитовых агрегатах находится свободное рассеянное золото.

Абсолютный возраст слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитов, образованных перед отложением продуктивной минерализации, составляет 794 млн. лет, а кварц- антимонитовой ассоциации - 609 млн. лет [9]. Гранитоиды Посольненского комплекса имеют абсолютный возраст 950 млн. лет, а Тейско-Аяхтинского - 850-810 млн. лет [4]. Формирование комплексного оруденения происходило в условиях наложенного рифтогенеза.

Рудовмещающие углеродистые сланцы, не содержащие сульфидов, несут фоновое количество платины и палладия от 0,003 до 0,008 г/т Pt и от 0,004 до 0,029 г/т Pd, при средних значениях 0,005 Pt и 0,013 Pd (из 14 проб). Березитизированные, но без сульфидов, сланцы имеют более значительные содержания Pt (0,007 г/т) и Pd (0,018 г/т).

Повышенные концентрации Pt установлены в пиритизированных сланцах, (x_{Pt} = 0,21 г/т из 10 проб) и особенно во вкрапленных сульфидных рудах среди березитизированных-аргиллизированных пород (2,5-3,6 г/т из 61 проб при колебаниях от 1 до 35 г/т) Средние содержания Pd в этих образованиях не превышают 0,015-0,018 г/т.

В коре выветривания, развитой по сульфидоносным сланцам, на отдельных участках зафиксировано промышленно интересное содержание платины от 1 до 11 г/т, при средних значениях 1,4 и 2,04 г/т из 36 керновых проб. В отдельных пробах содержание Pt иногда достигает 15-23 г/т.

Выполненный корреляционный анализ между Au и Pt свидетельствует об отсутст-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

вии значительной линейной связи между ними в первичных рудах и наличии корреляционной зависимости в окисленных рудах (r_{Au-Pt}=0,5 при $r_{крит}$=0,2). Отмечается пространственное совмещение промышленных контуров Au и ЭПГ. Лишь на флангах контуры ЭПГ выходят за пределы золоторудных тел.

Особенности геологического строения и платиноносность Васильевского кварц-золото-сульфидного месторождения

Месторождение располагается в зоне брахиформной складчатости и рифтогенеза Енисейского кряжа. Оно занимает участок между куполовидным поднятием и зоной горстов, грабенов, осложняющих антиклинорную структуру региона [10]. На территории месторождения обнаружены рифейские отложения пенченгинской, кординской, горбилокской, удерейской свит, сложенные песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с горизонтами углеродистых алевролито-глинистых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Месторождение приурочено к широкой синклинальной складке, осложненной дополнительной изометричной складчатостью. В результате возникла зона брахиформньм складок. Крупные разрывы разделили синклиналь на блоки-грабенсинклинали, горст-антиклинали и переходные складчатые формы. Господствующее направление общей зоны брахиформных складок имеет северо-восточное простирание по аз. 40-50°.

Рудные тела трассируют зоны интенсивного рассланцевания близвертикального залегания. Направление сланцеватости нормально к слоистости пород. Зоны рассланцевания представлены разрывами, трещинами с глинкой трения, брекчированными породами, участками плойчатости пород. Зона смятия возникла в результате тектонических напряжений как диагональный срыв между куполовидной структурой и зоной горстов-грабенов в глубинном разломе.

Золото-кварцевые жилы приурочены к юго-западному центриклинальному замыканию брахиформной синклинали, к структуре второго порядка по отношению к куполовидному поднятию. Центриклинальная зона складки осложнена более мелкой складчатостью третьего порядка. Они сложены углеродистыми песчано-алеврито-глинистыми пачками верхнекординской подсвиты. Размах крыльев таких складок не превышает 200-ЗООм. Выделяются три типа разрывов: северо-восточные, субмеридиональные и субсогласные со слоистостью. Зоны трещиноватости совпадают с направлением основных разрывов. На участках субмеридиональных разрывов находятся флексурные перегибы и асимметричные складки с размахом крыльев в 10-20м.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами с убогим и бедным содержанием сульфидов и зонами прожилково-вкрапленных сульфидных ассоциаций в березитах Они были сформированы в стадии: альбит-кварцевую, арсенопирит-пирит-кварцевую, полисульфидно-анкеритовую и кальцит-гидрослюдистую. Главными минералами руд являются кварц, карбонаты; второстепенными - альбит, хлорит, мусковит, гидрослюды, апатит, рутил, арсенопирит, пирит, блеклая руда, сфалерит; редкими - халькопирит, пирротин, антимонит, висмутин, золото, серебро, пираргирит. Наиболее богатые золотом рудные тела возникали при наложении минералов полисульфидно-анкеритовой ассоциации на пирит-арсенопиритовые руды первой стадии минералообразования.

Вертикальная зональность кварцевых жил выразилась в сокращении сверху вниз количества блеклых руд, галенита, сфалерита, халькопирита при возрастании количеств арсенопирита, пирита. Золото в жилах видимое с размером золотин 0,1-0,5 мм. Золотины находятся в жильном кварце, в срастании с блеклой рудой, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом. Пробы золота от 970 до 995. Кварц- антимонитовые руды располагаются во внутренних зонах брахиформной складчатости. Совмещенное с сурьмяным прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение локализовалось в зонах разрывов трещиноватости вдоль осевой плоскости брахиформной синклинали. Анализ полученных геохимических данных показал следующее.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

1) Околорудные метасоматиты березитового типа и все типы золото-сульфидной жильной минерализации отличаются промышленно интересными содержаниями платины. При этом березиты с незначительными примесями сульфидов несут убогое содержание Pt и Pd: 0,93 и 0,12 г/т. Напротив, повышенные количества этих металлов выявлены в кварц-золото-сульфидных агрегатах жильных тел: от 0,01 до 55,1 г/т Pt, при среднем значении из 26 проб 11,4 г/т Pt и 0,24 г/т Pd.

2) Жильный кварц со следовыми примесями сульфидов содержат 0,44-4,4 г/т Pt и 0,01-0,4 г/т Pd. Кварц с вкраплениями пирита до 30-50 об.% несет 0,44-53,1 г/т Pt и 0,1- 1,5 г/т Pd. Устойчивые повышенные концентрации этих платиновых металлов установлены в кварц-сфалерит-галенитовых агрегатах (x_{Pt}, =20,1 г/т и x_{Pd} = 0,015 г/т из 29 проб), а также в кварц-арсенопиритовых агрегатах с примесями пирита и пирротина (x_{Pt} = 17,7 г/т и x_{Pd} = 0.24 г/т). Жильный кварц с блеклой рудой содержит в среднем 7,4 г/т Pt и 0,13 г/т Pd.

3) Наиболее богатыми концентрациями платины отличаются кварц-пиритовые, еще более - кварц-арсенопиритовые и кварц-полисульфидные минеральные ассоциации золотых руд месторождения.

Особенности геологического строения и платиноносность кварц- золоторудных месторождений Советского и Эльдорадо

Эти месторождения располагаются в верхнепротерозойских углеродисто - терригенных толщах миогеосинклинального типа в центральной части Енисейского кряжа, в зоне гранитоидного батолита пестрого состава [3, 11]. Они располагаются в рифтогенной структуре, ограниченной Восточно-Ишимбинским и Татарским глубинными разломами на стыке между структурами Приенисейской шовной зоны и Сибирской платформы.

Золото-сульфидно-кварцевые жильно-штокверковые месторождения размещаются в Советской блок - пластине. Жильно-прожилковые зоны сконцентрированы в продольных соскладчатых разрывах центральной части блока, в оперяющих трещинах. Они локализованы в зоне Каламинского гранитоидного массива. Рудовмешающая Советская антиклиналь сложена верхнепротерозойскими углеродисто-терригенными филлитами, сланцами удерейской свиты, метаалевролитами, алевролита-глинистыми сланцами горбилокской свиты. Конформная региональным структурам Советская блок - пластина приурочена к сочленению Восточно-Ишимбинского надвига с оперяющими разрывами.

В пределах Советского месторождения известно семь кварцево-жильных эшелонированных зон, образующих единую трубообразную залежь среди метасоматитов березитовой формации. Жильные тела на 90-98 об. % состоят из кварца, будинированы, брекчированы и содержат серицит, карбонаты, хлорит, углеродистое вещество, обломки вмещающих пород. Жилы группируются в кулисы, слагающие единую кварцево-жильную зону. Размеры кулис до 20-30 м по восстанию и 30-50 м по простиранию зоны, при мощности 5-25 м. Рудные тела сконцентрированы в основном в толще углеродисто-терригенных пород удерейской свиты. Породы метаморфизованы до кварц-мусковит-биотитовых сланцев и филлитов, содержащих вкрапленность пирита и 0,2-7% УВ. Максимальная золотоносность характерна для интенсивно деформированных участков жильного кварца. На ранние мусковит-серицитовые метасоматиты накладывались кварц-альбитовые, калишпатовые, турмалин-гематит (магнетит)-карбонат-хлоритовые метасоматиты и пирит-пирротиновая минерализация.

Золото в рудах свободное (98%) в кварце, реже в пирите, пирротине, арсенопирите галените, сфалерите, халькопирите, висмутине, фрейбергите. Отмечается и самородное серебро. Распределение сульфидов и золота в жилах столбовое: рудные столбы и гнезда слагают до 15% от объема жильных зон. С глубиной возрастают количества арсенопирита, пирротина и сокращаются - сфалерита, галенита, халькопирита. Обособляются ранняя пирит-арсенопиритовая и поздняя золото-пирротин-полисульфидная минерализации.

На Советском месторождении в березитизированных углеродистых сланцах обнаружено содержание платины от 0,005 до 0,2 г/т, а палладия - до 0,005-0,05 г/т. Жильные

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

кварцы без сульфидов несут фоновое содержание платины от 0,004 до 0,007 г/т, а палладия - до 0,025 г/т. Кварц-золото-сульфидный агрегат, содержащий пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит до 10-70 об. %, несет промышленные концентрации платины от 0,25 до 6,2 г/т (x_{Pt}, - 2,7 г/т из 13 проб). Количества палладия в этих агрегатах не превышают 0,05 г/т.

В золоторудных кварцевых телах месторождения Эльдорадо определены более низкие содержания платины от 1,3 до 3,5 г/т, а палладия - до 0,26 -0,49 г/т вместо 0,01-0,05 г/т в кварц-сульфидных агрегатах Советского месторождения.

Итак, промышленно интересные концентрации платины установлены лишь в кварц-сульфидных агрегатах жильных золоторудных тел.

Таким образом, геолого-геохимические ревизионные исследования на ЭПГ золоторудных месторождений Енисейского кряжа показали, что во всех изученных золоторудных объектах выявляются рудоносные участки с промышленно интересными концентрациями платины до 3,6-18 г/т.

Наиболее платиноносными оказались золото-сульфидно-кварцевые жильные руды Васильевского месторождения, в которых средние содержания платины достигают значений 11,4 и 17,7 г/т, а также вкрапленные золото-сульфидные руды Олимпиадинского месторождения со средними содержаниями платины 3,6 г/т.

Для окончательного определения промышленной значимости выявленных комплексных золото-платиновых руд в этих месторождениях необходимо продолжить систематические геолого-минералого-геохимические и технологические исследования таких нетрадиционных минеральных комплексов на Au и ЭПГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-64005).

Литература

1. Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миклишанский А.З. и др. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. 1995. №1. С.29-47.

2. Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф. и др. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождения Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия. 1997. №3. С.282-293.

3. Богданович В.А. Первичная слоистость Советского золоторудного месторождения и ее практическое значение // Труды СНИИГГиМС. Красноярск, 1974 Вып.145. С.88-93.

4. Генкин А.Д., Лопатин Б.А., Савельев Р.А. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т.36. № 2. С.111-136.

5. Горяйнов С.В. Закономерности размещения золотосульфидного оруденения Олимпиадинского типа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 2. С.80-90.

6. Коробейников А.Ф. Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений. Томск: Изд. ТПУ. 1995. 88с.

7. Ли Л.В., Круглев Г.П., Шохина О.И., Вербицкий Б.П. Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне // Геология рудных месторождений. 1984. № 1. С.83-88.

8. Ли Л.В., Шохина О.И. Рудоносные метасоматиты месторождения сульфидно- вкрапленных руд // Рудоносные формации докембрия и палеозоя зап. складч. обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГИМС 1986. С. 61-74.

9. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миогеосинклинального типа // Руды и металлы. 1995. № 5. С.54-71.

10. Сазонов А.М., Ананьев А.А., Власов В.С. Об условиях пространственного совмещения золоторудной и сурьмяной минерализаций в сланцевых толщах одного из районов Сибири // Геологические и геохимические критерии золотого оруденения. Новосибирск: Наука. 1990. С.84-96.

11. Симкин Г.С. Геологическая позиция и перспективы Советского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1997. № 2. С.57-73.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АРГИЛЛИЗАЦИЯ И ЕЕ РОЛЬ В КРЕМНЕНАКОПЛЕНИИ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИ-ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Д. Коробов, Л.В. Музалевская, Л.А. Коробова
Саратовский госуниверситет, г. Саратов

Районы развития сульфидно-флюоритовых и флюоритовых месторождений, как правило, сосредоточены в областях тектономагматической активизации (ОТМА), которые характеризуются специфическими наложенными тектоническими структурами. В них на ранних стадиях происходила интенсивная низкотемпературная гидротермальная деятельность (углекислотный метасоматоз), генетически связанная с внутрикоровыми магматическими очагами. В заключительную стадию активизации на участках внедрения мантийных щелочно-базальтовых интрузий в таких структурах осуществлялся эпитермальный рудогенез. Близповерхностная сульфидно-флюоритовая формация возникала из гибридных растворов, обязанных своим происхождением магматическим эманациям, которые отделялись от глубинных расплавов и смешивались с нисходящими водами гидротермальных систем забайкальского типа. Дифференцированное отделение эманаций от внедряющихся мантийных интрузий происходило в следующей последовательности:
$Cl+(H_2S+CO_2)\rightarrow H_2S+(CO_2)\rightarrow F+(H_2S+CO_2)\rightarrow CO_2+(F)$, которая в целом повторяет стадийность дегазации насыщенных глубинных магм и определяет закономерное изменение физико-химических параметров гибридных растворов. Внедряющиеся в водообильные структуры активизации расплавы переживали две стадии развития: собственно интрузивную (магматическую) и гидротермальную (постмагматическую). С первой связано возникновение сульфидных, а со второй – плавиковошпатовых месторождений.

Последовательное прекращение поступления в зону смешения соединений хлора, сероводорода, фтора сопровождалось понижением температуры магматических эманаций и ростом активности CO_2. Это приводило, с одной стороны, к выравниванию физико-химических параметров гибридных и нисходящих гидрокарбонатных растворов, возникающих при формировании региональных цеолит-смектитовых (смектит-цеолитовых) метасоматитов. С другой, определяло последовательную смену во времени жильных и околотрещинных рудных и рудосопровождающих минеральных парагенезисов сульфидно-флюоритовой формации. Углекислотный метасоматоз приводил к мобилизации Si, Al, Na, Mg, Fe, а из пород повышенной основности – Ca и других элементов. В частности, цеолитизация кислых гиалотуфов сопровождается потерей 9,0-32,2 % SiO_2 и 9,3-35,0 % Al_2O_3. Смектитизация основных, средних и кислых вулканитов вызывает вынос соответственно 10,0-46,1 %; 23,1-42,1 % и 13,0-45,0 % SiO_2, а также 5,0-33,4; 3,8-44,8 % и 10,0-25,0 % Al_2O_3 от их первоначального содержания в породе. Кремнезем, глинозем и другие компоненты поступали с нагретыми растворами в зоны разгрузки, где в трещинах на контакте с практически холодными породами палеозойского фундамента шло накопление огромных количеств опала, кристобалита, халцедона, кварца, а также синтезировались цеолиты (десмин, сколецит, ломонтит), смектиты и др., которые давали тонкодисперсные включения в минералах кремнезема. Образованием перечисленных минералов обычно заканчивается эпитермальный рудогенез полиметаллических и флюоритовых месторождений ОТМА.

Поскольку эпитермальный рудогенез протекал на фоне широкомасштабных низкотемпературных преобразований (углекислотного метасоматоза), можно утверждать, что кремне- и алюмосиликатонакопление в ОТМА развивалось независимо от рудогенеза и обязано своим происхождением процессам гидротермальной аргиллизации.

Следовательно, необходимо с большой осторожностью относиться к распространенному мнению о предрудной, рудной и послерудной стадиях окварцевания (окремнения), которые для эпитермальных месторождений теряют привычный смысл. Это позво-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ляет с нетрадиционных позиций взглянуть на условия формирования убогих сульфидных руд, наметить дополнительные поисковые признаки на обнаружение новых и провести ревизионные работы эксплуатирующихся эпитермальных месторождений сульфидно-флюоритовой формации.

РУДОЛОКАЛИЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ТИПА

А.Д.Коробов, Л.В.Музалевская, Л.А.Коробова
Саратовский госуниверситет, г.Саратов

1.Гидротермальная деятельность и рудогенез в различных геодинамических обстановках отличаются своей специфичностью, которая зависит от соотношения интенсивности вулканических и интрузивных процессов, одновременности их протекания и т.д. Особый интерес представляют обстановки, в которых нарушена синхронность вулканических и плутонических явлений, контролирующих гидротермальный процесс. В первую очередь это касается дейтероорогенных регионов, относящихся по А.Д.Щеглову к областям тектономагматической активизации (ОТМА). Там гидротермальная деятельность развивается в два этапа и связана как с поверхностным магмопроявлением (ранняя стадия), так и с плутоническими явлениями (завершающая стадия). В первый этап проявлялся внутрикоровый вулканизм, сосредоточенный в наложенных структурах активизации. Там возникали гидротермальные системы забайкальского типа, в которых протекали широкомасштабные низкотемпературные процессы аргиллизации. Они привели к формированию региональных цеолит-смектитовых (смектит-цеолитовых) метасоматитов, с которыми генетически сопряжены стратиформные месторождения цеолитов и гидротермально-метасоматических бентонитов. Эпитермальный рудогенез ОТМА (накопление Zn, Pb, радиоактивных и редких щелочных элементов, флюоритообразование) генетически связан с глубинными (мантийными) интрузиями и имел место в заключительный этап активизации. Он протекал на фоне широкомасштабных низкотемпературных процессов гидротермальной аргиллизации. Приуроченность эпитермальных месторождений к ОТМА, видимо, объясняется тем, что только в пределах зрелой континентальной земной коры могло сочетаться возникновение гидротермальных систем забайкальского типа в наложенных структурах с внедрением в них в более позднее время глубинных интрузий. С одной стороны, это предотвращало рассеивание в атмосферу дифференцированно отделяющихся рудоносных магматических эманаций от субвулканических тел, что способствовало наиболее полному вовлечению их в гидротермальный процесс. С другой – обеспечивало появление закономерного ряда эпитермальных рудных месторождений как отражение универсального характера дегазации мантийных расплавов. Это относится к более позднемезозойским месторождениям полиметаллов и флюорита Забайкалья, образующих единую генетическую рудную формацию, в понимании В.А.Кузнецова (1966), в которой плавиковая минерализация завершает металлогенический цикл.

2. В собственно интрузивную стадию от мантийных расплавов отделялись высоконагретые рудоносные щелочнометальные хлоридные термы, которые взаимодействовали с нисходящими более холодными и менее минерализованными гидрокарбонатными водами гидротермальных систем забайкальского типа. Это приводило к появлению в зоне смешения гибридных рудообразующих растворов. Последние, будучи обогащенными NaCl и KCl и обладая повышенной температурой, вызывали локальную слюдизацию вмещающих, в том числе регионально смектитизированных пород. Поступление основной массы H_2S следом за хлоридными комплексами халькофильных элементов, железа и щелочей

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

приводило к осаждению в зоне смешения сульфидов Zn, Pb, Fe. Охлаждающая роль вмещающих пород выразилась, в частности, в формировании непрерывной серии минералов от мусковита (иллита) через иллит-смектиты до смектитов чистой линии при удалении от рудоносных жил. Поэтому уменьшение содержания разбухающих (смектитовых) межслоев в слоистых силикатах в направлении от вмещающих пород к растворопроводящим трещинам является надежным признаком рудоносности аргиллизированных пород. В постмагматическую стадию сепарация хлора (хлоридной ионной жидкости, по И.Д.Рябчикову) постепенно сменялась отделением фтора. Фтор, поступающий в гидротермальные системы забайкальского типа и смешивающийся с нисходящими нагретыми гидрокарбонатными водами, несущими ион Ca^{2+}, осаждался в виде флюорита.

О ТИПАХ ЭНДОГЕННОЙ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МАРТАЙГИНСКОМ РАЙОНЕ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

С.А. Корчагин, А.И. Мостовской
РЭП "Мартайга", п. Тисуль, Кемеровской области

Традиционно проявления эндогенной редкоземельной минерализации в Мартайгинском районе, расположенном в северной части Кузнецкого Алатау, связывают со становлением средне-позднедевонского Чебулинского комплекса гранитоидов повышенной щелочности, сформировавшегося на завершающем этапе герцинской тектономагматической активизации [4]. Однако, исследованиями последних лет выявлен ряд участков, где подобная минерализация встречена вне видимой связи с типичными представителями этого комплекса. На основе анализа результатов этих исследований нами выделены в районе следующие типы TR–минерализации:

1. Минерализация, связанная с нефелиновыми сиенитами Кия-Шалтырского комплекса щелочных габброидов раннего-среднего девона.

Многими исследователями отмечаются относительно повышенные содержания редких земель в породах Кия-Шалтырского комплекса, но обычно они не образуют собственных минералов, а рассеиваются в минералах других элементов – апатите, сфене, цирконе, гранате [1]. Лишь в образованиях поздней фазы – дайках нефелиновых сиенитов отмечена собственная TR–минерализация.

В виде мелкой акцессорной вкрапленности в дайках альбитизированных нефелиновых сиенитов района Старого Берикуля присутствуют бритолит и ортит [3], а в аналогичных образованиях Николкинского участка содержание бритолита достигает первых процентов. Здесь он встречен в ассоциации с ортитом, цирконом, флюоритом, пирохлором. По данным геолого-съемочных работ на Шалтырском участке в жильных нефелиновых сиенитах отмечены пегматоидные шлиры нефелин-роговообманкового состава с ринколитом. Минерал образует шестоватые кристаллы бурого цвета. В пегматоидах присутствуют также апатит и флюорит.

В целом для образований с этим типом минерализации характерны повышенные содержания редких земель (до 1,5 %), бария, стронция, фосфора, ниобия, галлия, что вполне согласуется с геохимической специализацией пород Кия-Шалтырского комплекса [1]. Характерно, что проявления нефелиновых сиенитов с TR–минерализализацией пространственно тяготеют к субмеридиональной Берикульской золото-редкометальной зоне, выделенной геологами-съемщиками [2].

2. Минерализация, связанная с щелочными сиенитами карадатской ассоциации раннего-среднего девона.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Проявления этого типа (Богатырское, Бекетовское) расположены в Берикульской рудной зоне и приурочены к пологопадающим тектоническим нарушениям, развитым вблизи дайкообразных тел щелочных сиенитов карадагской ассоциации. Собственно TR-минерализация представлена ортитом и беловитом, образующими массивное и прожилково-вкрапленное оруденение [5]. В небольших количествах отмечен ксенотим. В ассоциации с этими минералами встречены флюорит, эпидот, актинолит, торит, ураноторит, халькопирит, пирит, сфалерит. Вмещающие оруденение породы калишпатизированы, альбитизированы и нередко несут убогую вкрапленную ортитовую и беловитовую минерализацию. В щелочных сиенитах, с которыми связано оруденение, ортит отмечен в виде акцессорной примеси, образующей редкие гнезда до 1-2 см в поперечнике.

Для минерализованных зон характерны высокие концентрации редких земель. Общее количество TR_2O_3 в ряде случаев превышает 20% при преобладании лантаноидов цериевой группы. Из сопутствующих элементов необходимо отметить бериллий, серебро и олово, образующие высокие концентрации. Содержания молибдена, ниобия, циркония не превышают фоновых значений.

3. Минерализация, связанная с щелочными гранитами, сиенитами Чебулинского комплекса среднего-позднего девона.

Этот тип TR–минерализации проявлен в Мартайгинском районе наиболее широко. В интрузивных и дайковых породах комплекса часто отмечается акцессорная вкрапленность фергюсонита [4]. Наибольшая концентрация TR–минералов установлена в зонах метасоматических изменений в эндо- и экзоконтактах небольших интрузивных тел, сложенных щелочными гранитами, граносиенитами, сиенитами, бостонитами, приуроченным к структурам девонских грабенов (Кундусуюльское, Богородское, Малорастайское и другие проявления). Минерализованные жилы и дайки характеризуются четкой приуроченностью к разрывным нарушениям. TR-минерализация сопровождается интенсивно проявленными процессами щелочного метасоматоза с развитием микроклин-альбитовых, кварц-альбитовых, рибекит-альбитовых метасоматитов. В жилообразных телах микроклин-кварц-альбитового состава отмечена вкрапленность фергюсонита, приорита, иттриалита, в меньшей мере ксенотима, бастнезита, паризита в тесной ассоциации с пирохлором, колумбитом, торитом, цирконом, флюоритом, апатитом. На отдельных проявлениях, в процессе метасоматоза, сформировались микроклинит-флюоритовые и кварц-молибденитовые жилы (Малорастайское, Богородское проявления).

Суммарное содержание редких земель в минерализованных породах редко превышает 1-2 %, им сопутствуют ниобий (до 12 %), цирконий, свинец (до 1%), молибден, висмут, олово, мышьяк, барий.

Выделенные типы эндогенной TR-минерализации отличаются по степени распространения, минералогическому составу, положению в геологических структурах, приуроченностью к различным интрузивным комплексам и геохимической специализации. Выявление промышленных концентраций редких земель можно ожидать лишь в связи с образованиями карадатской ассоциации и, в меньшей мере, с интрузиями Чебулинского комплекса. Дальнейшее изучение генетических типов TR-минерализации позволит более целенаправленно ориентировать поисково-разведочные работы.

Литература

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169с.
2. Борисов С.М., Дубский В.С., Уткин С.В. О золотоносности и редкоземельном оруденении Берикульской рудной зоны (Кузнецкий Алатау) //Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 257-259.
3. Врублевский В.А. Геология и петрография нефелиновых сиенитов окрестностей Старого Берикуля в Мариинской Тайге //Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Гостеолтехиздат, 1963. Вып. 64. С.135-150.
4. Домаренко В.А. Черепнин В.К. Комарницкий Г.М. Позднепалеозойские гранитоиды Мариинской тайги и их металлогеническая специализация //Магматизм Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск. 1976. С.15-24.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

5. Мостовкой А.И., Корчагин, С.А. Месторождение иттроортита в Кузнецком Алатау //Проблемы геологии Сибири. Томск, 1996. Т.2. С.335-336.

ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫЕ ГРАНИТЫ, ОНГОНИТЫ И ЭЛЬВАНЫ АЛТАЯ

О.А. Крылова
ЗАО "Южсибгеоцентр", г. Новокузнецк

Все возрастающая потребность промышленности в редких металлах заставляет расширить работы по обнаружению новых месторождений.

Впервые на Алтае литий-фтористые граниты были описаны в 1987 г. В.И. Масловым (Алахинский шток сподуменовых гранитов), а онгониты и эльваны - в 1990 г. В.Б. Дергачевым (дайковый пояс, рассекающий Калгутинский массив). Большой вклад в изучение их внесли В.Н. Довгаль и А.Н. Дистанова - тела Джулалю, Устьтуматинское (лейкограниты в Белокурихинском плутоне). С.А. Кузнецовым установлено повышенное содержание лития в лейкогранитах Каракольского и Щепетинского массивов. Редкометаллоносные тела объединены нами в онгонит-гранитовую формацию.

Геологической особенностью тел онгонит-гранитовой формации является приуроченность к тектоническим зонам субширотной ориентировки. Магматические тела в них образуют сгущения (пояса). Некоторые пояса имеют собственные названия: устькаменогорский, южнокалгутинский, алахинский, джумалинский, тулатинский. В строении поясов принимают участие дайки и мелкие массивы. Дайки мощностью 0.5-8 м вытянуты на 1000-2500 м. По составу это онгониты и реже эльваны. Штокообразные эллипсовидные и изометричные массивы площадью в единицы и реже в десяток квадратных километров сложены турмалин-мусковитовыми, турмалин-топаз-мусковитовыми, мусковитовыми, сподуменовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и гранит-порфирами. Не наблюдается существенных изменений состава или строения онгонит-гранитового пояса при пересечении толщ и плутонов разного возраста и состава. Он индифферентен к рассекаемому окружению, но как лейкограниты, так и онгониты в грейзенах и грейзенизированных гранитах, несут повышенное содержание редких металлов. Эта особенность требует дополнительных исследований.

Граниты мелко- и тонкозернистые порфировидные, а онгониты - тонкозернистые и стекловатые порфировые, реже они бывают афировые. Во вкрапленниках обычны: альбит, кварц, микроклин, мусковит и биотит. В породах обычен апатит, причем важнейшей особенностью пород является то, что чем больше содержание апатита, тем выше в них концентрация редких элементов, причем более богатыми обычно являются порфировые разности, а в них - вкрапленники.

Важнейшей геохимической особенностью всех пород этих поясов является повышенное содержание редких элементов. Характерно возрастание концентрации Li и F от мелкозернистых гранитов к тонкозернистым гранитам апикальных участков и от них к онгонитам соответственно: Li от 0.00027% до 0.00041% и 0.00158%, а F - от 0.09% до 0.28% и 0.69%. Для онгонитов примечательно очень высокое содержание Cs (в 210 раз больше кларкового), а также Li, Mo, W, Rb, F, Be, Ta, Nb и P, но весьма низкое (0.1-0.5 кларкового) Y, Yb, La, Co, Zr, V, Ba, Sr. Минералом-концентратором Cs является биотит (0.05%), Rb -мусковит (0.14-0.29%), Li - биотит (0.15%) и мусковит (0.081-0.25%).

По уровню концентрации редких элементов литий-фтористые граниты, онгогиты и эльваны сравнимы с отрабатываемыми редкометалльными гранитовыми пегматитами. Необходимо произвести переоценку дайковых поясов кислых пород и в первую очередь в полях грейзенов и грейзенизированных гранитов. При поисковых и картировочных рабо-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тах выделены пояса гранит-порфиров и кварцевых порфиров. При изучении выявлено, что это онгониты. Необходимо обратить внимание на мусковитовые мелкозернистые порфировидные граниты, рассматриваемые как дополнительные интрузии в пермских порфировидных гранитах.

О ПЕРСПЕКТИВАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ НА ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Н.М. Кужельный, А.А. Потапов, Л.А. Дмитриева
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

В последнее время большое внимание уделяется месторождениям золота, связанным с формацией коры выветривания. В России они установлены на Салаире, Енисейском кряже, Урале, в Якутии и других регионах. Значимость этого нового геолого-промышленного типа золота растет. Это обусловлено высокой экономической эффективностью их отработки, что связано с близповерхностным залеганием, высокой дифференциацией вещества, природным высвобождением золота, его облагораживанием и частичным укрупнением и т.д.

В северо-восточной части Горного Алтая мезозойско-кайнозойские коры выветривания известны в пределах горно-холмистых его предгорий (абс. отм. 450-800 м), которые подверглись наименьшим неотектоническим поднятиям. Элювий площадного и линейного типов широко распространен в междуречье Катуни и Бии, где он развит по вулканогенно-осадочным породам палеозойского и протерозойского возраста и интрузивным образованиям. Элювиальные образования сложены белыми или пестроокрашенными глинами – гидрослюдистыми, каолинитовыми, монтмориллонитовыми с гетитом, гидрогетитом, в отдельных случаях с гиббситом. Мощность площадных кор выветривания до 20-50 м, а линейных – 100 м и более.

Формирование их происходило в результате химического выветривания в теплом и влажном климате, иногда с образованием конечных продуктов латеритного профиля – бокситов. Однако учитывая широкое развитие сульфидных месторождений и зон интенсивной сульфидной (пиритовой) минерализации, на рассматриваемой территории широко проявилось и сернокислотное выветривание, о котором свидетельствует поведение оксидов Al_2O_3, TiO_2, а также характерные минералы зон окисления – различные сульфаты, аллофаны и т.д. Кроме того, на сульфидных месторождениях и в тектонических зонах с сульфидной минерализацией распространены аргиллизиты (низкотемпературные гидротермальные глинистые образования), на которые в дальнейшем было наложено сернокислотное и химическое выветривание разных эпох. Все эти данные указывают на сложное (полигенное) происхождение элювиальных образований.

Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на северо-востоке Горного Алтая довольно детально исследовались на бокситы, каолиновые и огнеупорные глины, минеральные краски и практически не изучены на золото. В процессе проведения геологосъемочных работ (Студеникин, 1960 и др.) отмечалось, что источником золота в россыпях могут быть коры выветривания. Совместный анализ материалов по мезозойско-кайнозойским корам выветривания и золотоносности (коренной и россыпной) региона показывает, что эта территория является весьма перспективной на золото, связанное с элювиальными образованиями и продуктами их переотложения.

Содержание золота в россыпях по речкам, берущим начало на водоразделе между Сегилеком и Новой Ушпой, резко падает вниз по течению, а наиболее богатые россыпи находятся в их верховьях. Это свидетельствует, что источником золота являются коры выветривания, развитые на водоразделах (Казакевич, 1950). Здесь же известны галечники

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дочетвертичного возраста с промышленным содержанием золота. В них галька сильно выветрелая (легко растирается пальцами), сцементирована красноцветной глиной. По нашему мнению, эти образования представляют собой неоэлювий, так как рыхлая галька не может выдержать речной транспортировки. Неоэлювий, вероятно, сформировался в эоцене. В связи с этим можно полагать, что формирование так называемых дочетвертичных россыпей произошло в меловое время, а затем по ним развился неоэлювий, с дополнительным высвобождением золота из галечного материала. Особое внимание необходимо обратить также на изучение на золото бокситоносных карстовых отложений. В процессе выветривания золотосодержащих пород и заполнения продуктами выветривания карстовых полостей вместе с ними поступало золото. Присутствие во многих золотоносных районах железистых бокситов и глиноземистых железняков позволяет предполагать, что коагулянтами золота являются также гидрооксиды алюминия, что нами отмечалось еще в 1992 г. (Кужельный, Потапов, 1992). Золотоносные бокситы установлены в Кузнецком Алатау (Шаров и др., 1996).

Таким образом, элювиальные образования и продукты их переотложения в рассматриваемом районе являются золотоносными и заслуживают специального исследования.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (РЗЭ) В ЛИТИЕНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ЭТЫКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (В. ЗАБАЙКАЛЬЕ)

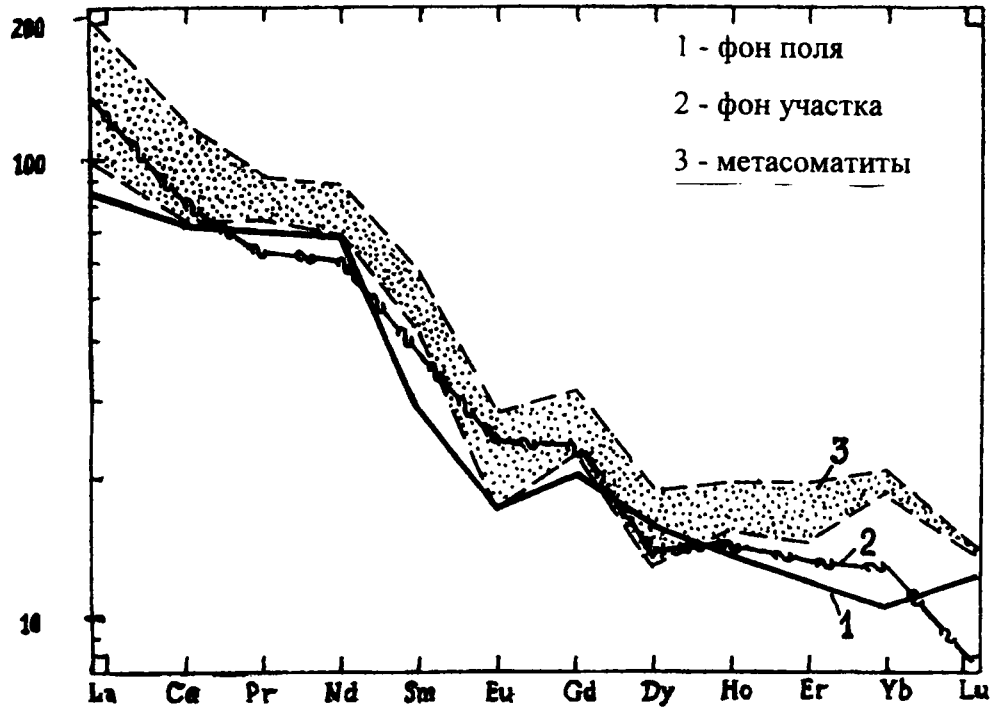
Л.Г. Кузнецова, В.Е. Загорский
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Литиеносные топаз-слюдистые метасоматиты в метаосадочных породах Этыкинского рудного поля образуют линейную штокверковую зону длиной более 2 км при ширине около 800 м, которая "срезается" массивом танталоносных амазонитовых гранитов. Формирование метасоматитов носило полихронный характер и включало предгранитный и сингранитный этапы.

На первом этапе в толще метаосадочных пород под воздействием потока высокотемпературных литий-фтористых флюидов, предшествовавших интрузии редкометалльных гранитов, сформировались осветленные фельзитовидные топаз-полевошпат-слюдистые метасоматиты с разнообразными фторидами. Они образуют тела сложного строения и характеризуются большим количеством различающихся по составу и структуре разновидностей пород. Наиболее широко распространены породы прогрессивной стадии метасоматоза, в которых выделяются: 1) краевая зона перекристаллизации углистых метаосадочных пород с мелкоигольчатым турмалином; 2) зона осветленных пород с фельзитовидной основной массой (кварц+альбит+светлая слюда) и редкими вкрапленниками берилла; 3) центральная зона осветленных фельзитовидных пород с многочисленными вкрапленниками топаза и веберита (Na_2MgAlF_7); 4) иногда в центре присутствует также зона фельзитовидных метасоматитов с обильными вкрапленниками калишпата, топаза, веберита и редкими - апатита и берилла. В топазе центральных зон встречаются экссолюционные расплавные включения - результат подплавления минерала-хозяина вокруг флюидных включений. Следующая регрессивная стадия метасоматоза характеризуется инверсией в поведении ряда компонентов, прежде всего - щелочей. Образованиями этой стадии являются неосветленные (углистые) метасоматиты с вкрапленниками топаза, берилла и селлаита (MgF_2), а также гораздо более локально проявленные топаз-слюдистые метасоматиты.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Воздействие богатых литием и фтором флюидов на вмещающие породы, в том числе и на метасоматиты предгранитного этапа, продолжалось также на этапе внедрения и кристаллизации массива редкометалльных гранитов и его разнообразных жильных образований, но обычно только в узких (первые метры) приконтактовых зонах, где породы интенсивно преобразовывались, нередко вплоть до биминеральных топаз-(криофиллит) циннвальдитовых грейзенов.



Наиболее общей геохимической тенденцией процесса образования топазсодержащих литиеносных метасоматитов является снижение содержаний Si, отчасти Mg, C, H_2O и обогащение пород Al, Ca, редкими гранитофильными элементами, особенно Li и F, при возрастании относительной роли двух последних во времени. Щелочность пород на прогрессивной стадии процесса возрастает (при опережающем росте Na относительно K), а на регрессивной стадии резко снижается.

Σ РЗЭ в исходных метаосадочных породах Этыкинского поля соответствует кларку для метаосадочных пород земной коры - 136 г/т. Нормированные по хондриту спектры РЗЭ в исходных метапелитах и метаалевролитах Этыкинского рудного поля довольно сглаженные, характеризуются наклоном вправо в связи с преобладанием в 3 раза легких лантаноидов над тяжелыми. Им свойственен небольшой европиевый минимум (Eu/Eu*=0.70) и слабые максимумы по Pr и Nd (рис.). В преобразованных метасоматозом породах форма спектра меняется: увеличение европиевого минимума (до 0,52) на фоне общего роста содержаний РЗЭ, особенно легких (La,Ce) и тяжелых (Yb), приводит к преобразованию линии спектра из сглаженной, падающей вправо, в более вогнутую V-образную. На всех стадиях метасоматического процесса проявлена тенденция накопления в породах РЗЭ: на прогрессивной стадии значение ΣРЗЭ достигает в отдельных зонах 201 г/т, на регрессивной стадии - 236 г/т. Однако, иногда наблюдается довольно большой градиент содержаний РЗЭ между внешними и центральными зонами колонок.

Изучение особенностей спектров РЗЭ, их корреляционных связей с элементами, играющими основную роль в метасоматическом процессе - с F, K, Na, а также с Ca, Ba, Sr, P (элементами, входящими, согласно данным микрозондового анализа, вместе с РЗЭ в состав вкрапленников фосфатов), показало, что ведущими факторами, определявшими рас-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

пределение РЗЭ в телах метасоматитов, являлись режим летучих компонентов и щелочей, зависящие от изменения температуры, а также наличие минералов- концентраторов.

Связь РЗЭ с F проявляется в прямой корреляционной зависимости их содержаний на всех стадиях метасоматического процесса и обусловлена переносом РЗЭ в составе комплексных соединений. Влияние поведения K и Na сказывается на дифференциации легких и тяжелых РЗЭ: соотношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ увеличивается от 3,00 до 3,87 с ростом общей щелочности пород на прогрессивной стадии метасоматоза, уменьшаясь до 3,04 при снижении щелочности на регрессивной стадии. Преобладание K или Na влияло на перераспределение РЗЭ в пределах метасоматической колонки прогрессивной стадии: при неизменном для всех зон значении (K+Na) в более калиевых (относительно более щелочных) метасоматитах краевых зон содержания легких РЗЭ, а с ними и ΣРЗЭ на 40-50 г/т выше, чем в более натровых метасоматитах центральных зон. Однако, в данном случае этот фактор, вероятно, лишь дополняет другие, так как внешние зоны по сравнению с внутренними обогащены углистым веществом (хорошим сорбентом) и содержат повышенные количества бора, который, как и фтор, может образовывать с РЗЭ легкоподвижные комплексные соединения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 97-05-65347

К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ И ПОИСКАМ ЭНДОГЕННЫХ ЗОЛОТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЮГЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

И.В. Кучеренко
Томский политехнический университет, г. Томск

Прогнозная оценка территорий на твердые полезные ископаемые, в том числе эндогенные, образованные в складчатых сооружениях разного возраста, перекрытых чехлом рыхлых отложений значительной, до многих десятков метров, мощности сопряжена с известными трудностями. Они обусловлены дефицитом информации, а также тем, что ведущий сравнительно дорогостоящий метод поисков здесь – поисковое бурение – обеспечивает точечные рассредоточенные наблюдения при том, что использование большинства других поисковых методов возможно лишь в скважинном варианте. В этих условиях особенно актуальна задача локализации наиболее перспективных площадей для детальных поисков, естественно, – на экономически приемлемых глубинах.

В оценке на эндогенное золотое оруденение южных районов Томской области с относительно неглубоким залеганием палеозойского складчатого фундамента целесообразно учитывать ряд общих соображений.

Для образования гидротермальных золотых месторождений на этапах орогенной и послеорогенной тектоно-магматической активизации нет запрещенных геологических режимов и ситуаций. Потенциально рудоносными могут быть выступы фундамента и их обрамление, границы структурно-формационных зон, а внутри последних – складчатые сооружения антиклинорного и синклинорного типов, пояса очагово-купольных структур и их периферия и т.д. Вмещают золотые месторождения структурно-вещественные комплексы разного происхождения и состава. С этой позиции анализ данных о геологическом строении и развитии территории не может завершиться получением достоверного одновариантного (позитивного или негативного) прогнозного результата.

В дополнение к этому надо иметь в виду, что трудно найти складчатую зону или область, которая не вмещала бы промышленные эндогенные собственно золотые или золотосодержащие месторождения и (или) рудопроявления, многие из которых в силу разных причин должным образом пока не оценены. Складчатый фундамент юго-восточных

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

районов Западно-Сибирской плиты представляет собой северное продолжение палеозойских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау и Салаира, вмещающих палеозойские золотые и золотосодержащие полиметаллические месторождения. На юге Томской области золото в аллювии местных современных водотоков, тем более в аллювии реки Томи, не может служить надежным указанием на присутствие эндогенных золотых месторождений в фундаменте, поскольку, возможно, переотложено из подстилающих отложений чехла с неясными источниками металла. Однако факты обнаружения в фундаменте проявлений эндогенных золотосодержащих полиметаллических руд и находки металла в кварцевых жилах среди палеозойских отложений (устное сообщение профессора А.М. Кузьмина) с учетом приведенных соображений определяют целесообразность продолжения и развития здесь прогнозно-поисковых работ.

Эти общие соображения дополняются рядом рекомендаций, которые на этапе решения обозначенной задачи и на этапах последующих детальных поисков и оценки выявленных объектов полезно учитывать при анализе геофизических и геологических материалов, в том числе полученных в результате бурения в разные годы и с разными целями многочисленных скважин. Речь идет о совокупности выявленных в золоторудных районах разного возраста прогнозно-поисковых критериев мезотермального золотого оруденения, образованного в возрастном интервале не менее 2 млрд. лет. Эти критерии подчеркивают консерватизм геологической обусловленности и физико-химических режимов рудообразования и приложимы к блокам земной коры, слагающим фундамент Западно-Сибирской плиты.

Совокупность включает тектонический, магматический, минералогические, петрохимический, геохимические прогнозно-поисковые критерии.

Тектонический критерий заключается в том, что золоторудные узлы и поля в районах орогенной и послеорогенной тектоно-магматической активизации контролируются зонами глубинных и оперяющих их региональных разломов, а в пределах приразломных линейных ареалов – участками усложнения морфологии и изменения ориентировки этих зон, узлами пересечения зонами разломов различных элементов крупных складчатых структур или пересечения зон разломами иной ориентировки. Тектонический критерий подчеркивает, как и некоторые другие, магмо-, флюидоподводящую функцию крупных разломов земной коры, поскольку ширина ареалов приразломной промышленной золотоносности редко превосходит несколько километров – многие километры и отражает в верхнекоровых блоках рудообразования с более высокой степенью проницаемости условия рассредоточения магматических и флюидных потоков. Усложняет использование данного критерия скрытый характер разломов.

Согласно магматическому критерию, потенциально рудоносны блоки земной коры, вмещающие многофазные антидромные магматические комплексы [2]. Ранние производные этих комплексов включают массивы гранитоидов как продукты дифференциации базальтовых расплавов или палингенеза, или очагово-купольные сооружения, в том и другом случае с сопутствующими малыми телами (штоками, дайками) кислого – среднего состава, или только малые интрузии кислых – средних магматических пород. Поздние производные комплексов слагают малые тела (преобладающе дайки) основного состава и многих генераций, к которым наиболее близки по возрасту руды. Согласно многочисленным наблюдениям, послегранитные, но дорудные, а также и особенно внутрирудные дайки долеритов (диабазов), в отличие от послерудных, в разной степени гидротермально переработаны вплоть до образования пропилитовых, амфиболовых, биотитовых метасоматитов среди слабее или слабо гидротермально измененных вмещающих пород. Эти факты свидетельствуют о чередовании во времени актов внедрения основных расплавов и рудоносных флюидов и о флюидоподводящей, наряду с разломами, функции даек (тепловых флюидопроводников). С точки зрения отдельно взятого магматического критерия отсутствие даек (штоков) основного состава, особенно гидротермально измененных, не квали-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

фицирует площадь как неперспективную на золотое оруденение, но и не способствует ее положительной оценке.

С прогнозно-поисковыми целями могут быть использованы масштабы проявления, зональность и некоторые особенности минерального состава околорудных метасоматических ореолов и руд (минералогические критерии). Достоверность положительного прогноза усиливается в случае обнаружения крупнообъемных зональных метасоматических ореолов с пропилитоподобным профилем изменений и метасоматитами березитовой формации в тыловой зоне. Однако значительная, до первых метров, мощность тыловой зоны березитов при отсутствии в них кварцевых жил, участие в составе внешних зон пропилитов минералов актинолит-тремолитового ряда, представляющих наиболее глубинные фации пропилитовой формации, присутствие в составе руд значительной примеси шеелита, отлагающегося при рудообразовании на средне-, нижнерудных уровнях, – все эти факты следует рассматривать как указание на значительную глубину эрозионного среза прогнозируемых месторождений. Следует учитывать, что в пределах одного месторождения крупные промышленные золото-кварцевые тела со скоплениями шеелита на нижних уровнях их выклинивания могут смениться гипсометрически ниже, но в иных рудовмещающих структурах, другими крупными золото-кварцевыми телами с промышленными параметрами, не содержащими в верхних частях шеелита. Поэтому, обнаружение в одном из рудных тел шеелита не может указывать на значительный эрозионный срез месторождения в целом. В толщах углеродистых сланцев, помимо отмеченных особенностей, более перспективны участки, подвергшиеся интенсивному углеродистому метасоматизму, т.е. обогащенные окисленным (железо-магнезиальными карбонатами) и восстановленным (графитизированным керогеном, графитом) углеродом. Отсутствие сколько-нибудь значительных гидротермальных изменений пород снижает уверенность в перспективности исследуемых площадей.

Петрохимический критерий разработан после обнаружения в тыловой зоне околорудных метасоматических ореолов (березитах) вблизи зон глубинных разломов контрастных аномалий фемофильных элементов (фосфора, титана, магния), составляющих петрохимическое своеобразие глубинных основных и ультраосновных расплавов [1]. По мере удаления от глубинных разломов на расстояния до 1,0 – 1,5 км вследствие инверсии физико-химических режимов растворов контрастность аномалий снижается и содержания этих элементов приближается к кларковым. Сравнительно узкий приразломный (вдоль глубинных разломов) характер аномалий фемофильных элементов квалифицирует глубинные разломы как растворопроводящие каналы. Обнаружение таких аномалий в околорудных березитах и аподайковых метасоматитах посредством петрохимических пересчетов силикатных анализов проб метасоматитов, взятых, скажем, из керна давно пройденных скважин, позволит существенно конкретизировать (локализовать) площади для детальных поисков.

Геохимические критерии предложены, исходя из фактов образования золотых месторождений в блоках земной коры, не специализированных на золото, серебро и другие рудогенные элементы, накопления золота вплоть до промышленных содержаний в тыловых зонах метасоматических ореолов в сочетании с аномальными концентрациями в них серебра, вольфрама, мышьяка, ртути, сурьмы, никеля, кобальта, висмута и ряда других металлов, в конкретных месторождениях, сосредоточенных в разных наборах и количественных соотношениях. За пределами околорудных метасоматических ореолов в период функционирования рудообразующих систем геохимические аномалии не образуются. Последнее обусловлено преобладающе диффузионным механизмом массопереноса при околотрещинном метасоматизме. Серебро, мышьяк, ртуть относятся к числу наиболее стабильных спутников золота и обнаружение повышенных концентраций, тем более контрастных аномалий этих элементов в породах на этапе поисков наиболее вероятно. При поисках и оценке выявленных проявлений бурением возможно и целесообразно использование наряду с другими ртутнометрических методов, а полученных при этом данных – при по-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

следующих прогнозных построениях. Достоверность прогноза может быть увеличена выявлением аномальных концентраций титана в пирите руд, которые возрастают синхронно с возрастанием содержания титана в метасоматитах по мере приближения к глубинным разломам.

Применение в практике прогнозирования и поисков золотых месторождений на юге Томской области совокупности перечисленных прогнозно-поисковых критериев в сочетании с изотопно-геохимическими, кристалломорфологическими и другими призвано обеспечить с наибольшей полнотой и эффективностью использование известных в настоящее время закономерностей размещения и образования мезотермального золотого оруденения.

Литература

1. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золоторудных березитов // Докл. АН СССР.– 1987.– Т.293.– № 2.– С.443–447.
2. Кучеренко И.В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Известия АН СССР. Серия геологич.– 1990.– № 10.– С.78–91.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ И ИХ ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА

Н.С. Лидин, Э.Г. Кассандров, Е.В. Кассандрова, Г.В. Бугаева
СНИИГГиМС, г.Новосибирск

В последнее время перед промышленностью России резко обострилась проблема марганца, так как основные поставщики марганцевого концентрата - Украина, Грузия, Казахстан стали самостоятельными зарубежными государствами. Вместе с тем, для создания собственной сырьевой базы марганцевых руд в России, и в Сибири в частности, имеются хорошие перспективы. Здесь разведаны крупные Усинское и Порожинское месторождения, имеются многочисленные рудопроявления, сосредоточенные в Алтае-Саянской, Байкальской складчатых областях и Енисейском кряже. Важнейшим условием для реализации этих перспектив является разработка надежной научной основы для поисков и прогнозной оценки марганцевых месторождений различных геолого-промышленных типов. Такой основой может служить геолого-генетическое моделирование условий образования месторождений Под моделированием нами, как и большинством исследователей, понимается создание обобщенного образа на основе типизации наиболее существенных признаков конкретных месторождений данной генетической группы. По марганцу подобные работы начаты относительно недавно, причем работа по моделированию марганцевых месторождений осложняется относительно слабой их изученностью.

По генезису месторождения марганца складчатых областей Сибири можно подразделить на следующие группы: 1- вулканогенно-осадочные, слабо измененные (преобладают); 2- вулканогенно-осадочные метаморфизированные - Агульское, Андотское, Утхумское, Мугурское и другие месторождения; 3- гидротермально-метасоматические; 4- месторождения, связанные с корами выветривания (распространены на многих месторождениях). Ниже приводятся модели только для первой группы.

Вулканогенно-осадочные слабо метаморфизованные марганцевые месторождения по характеру связи с вулканическим источником можно подразделить на два типа: 1- месторождения с "ближними" связями с вулканическим источником (Порожинское, Дурновское, Кайгадаское и др.), 2- месторождения с "дальними" связями с вулканическим источникам (Усинская и др.).

Характеристика обобщенной модели первого типа марганцевых вулканогенно-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

осадочных месторождений приводится в основном на материалах относительно хорошо изученных Порожинского и Дурновского месторождений. Месторождения этого типа обычно образуются на поздних стадиях эвгеосинклинального этапа в условиях мелководного морского бассейна, когда средне-основной вулканизм спилит- диабазовой формации сменялся кислым вулканизмом. Рудный горизонт представлен вулканогенно-осадочными породами, с относительно незначительной ролью карбонатных пород. Он подстилается вулканогенной толщей, а перекрывается кремнистой толщей. Рудные залежи линзовидной формы, значительные по мощности и относительно невыдержанные по простиранию. Марганцевые руды по составу окисно-карбонатные, преимущественно браунит- родохрозитовые с различным сочетанием браунита и родохрозита. Отложение окисных и карбонатных руд определяется положением геохимического барьера pH - Eh. Характерен парагенезис марганца с железом и фосфором. Источник рудного вещества - вулканогенный, марганец поступал в морской бассейн в виде гидротермальных растворов.

Модель образования вулканогенно-осадочных месторождений марганца второго типа («дальние» связи с вулканическим источником) в основном разработана на материале хорошо изученного Усинского месторождения. Месторождения этого типа образуются обычно в более глубоководным краевых морях, где господствовала карбонатная седиментация. Мощность сиалического слоя была большей по сравнению с таковой месторождений первого типа, вследствие чего рудоносные растворы претерпели большую дифференциацию, что явилось причиной большей дифференциации железа и марганца в пространстве. Вулканогенный материал, представленный в основном туфовыми фациями, играет подчиненную роль по сравнению с карбонатными породами. Условия были стабильными и более благоприятными для рудоотложения. Рудные тела линзо-пластообразной формы более выдержанные по простиранию и падению. Источник рудного вещества - гидротермальный, частично рудное вещество выносилось из выветрелых пород. Максимум оруденения во времени совпадал с периодами относительного затишья вулканической деятельности. Режим осадконакопления был восстановительным и определялся физико-химическим барьером O_2 - H_2S. Образование марганцовистых карбонатов происходило в застойных рассолах ниже барьера O_2 - H_2S, совместно с повышенным содержанием сульфидов и органического вещества.

Вулканогенно-осадочные месторождения марганца в складчатых областях второго типа (с «дальними» связями с вулканическим источником) являются более богатыми по содержанию марганца и запасам руд, чем вулканогенно-осадочные месторождения марганца первого типа (с «ближними» связями с вулканическим источником)

В заключение остановимся на прогнозной оценке наиболее крупных месторождений марганца Сибири - Усинском, Порожинском, а также Дурновском, сделанной по материалам ГТП «Южсибгеолком» «Красноярскгеология» и нашим результатом по моделированию.

На Усинском месторождении суммарные запасы марганцевых руд по категории A_2+B+C_1+C_2 оцениваются в 150 млн. т., в том числе около 11 млн. т окисных руд. Прогнозные ресурсы района Усинского месторождения по категории C_2+P_1 оцениваются - 64.5 млн. т карбонатных руд, P_1 - 5 млн. т окисных руд.

На Порожинском месторождении разведанные запасы марганцевых руд по двум наиболее крупным участкам (Моховой, Порожинский) оцениваются по категории C_1+C_2 в 115.7 млн. т, из которых окисные руды составляют 102 млн. т. Прогнозные ресурсы марганцевых руд для всего Порожинского рудного поля оцениваются по категории P_1 – 147.7 млн. т., P_2 - 33.4 млн. т, P_3 - 29.6 млн. т.

На Дурновском месторождении для всего района месторождения, включая Горскинское и Анчешевское рудопроявления, ресурсы марганцевых руд, из которых преобладают окисные руды высокого качества, оцениваются по категории P_1 - 0.8 млн. т, P_2 - 18 млн. т, P_3 - 7 млн. т, в том числе по Дурновскому месторождению до категории P_1, P_3 - 5 млн. т.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЯЗИ С НИЗКОЧАСТОТНОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

А.А. Локтюшин, А.В. Мананков
ТГАСУ, г. Томск

Низкочастотная сейсмическая активность связана с собственными колебаниями региональных и планетарных структур земной коры и определяется в большой степени их геометрией, нежели причинами. В соответствии с распределением наиболее низкочастотных мод собственных колебаний в форме пучностей и узлов стоячих волн возникают условия для структурирования континентальных массивов, а затем и более мелких региональных систем.

Наиболее подвержены преобразованию горные породы из участков коры, соответствующих узлам и узловым линиям интерференции сейсмических колебаний, поскольку знак смещений в них частиц среды меняется при переходе через узловую линию. Деструкция осадочных и материнских пород сопровождается их активным метамагматизмом, усиливающимся еще и благодаря тому, что в зоне деструкции возникают условия для активной эманации подвижных ионов из глубинных слоев коры и мантии.

К числу наиболее подвижных ионов относятся протоны, играющие роль активного восстановителя и эффективного транспорта легких соединений. Поэтому неудивительна приуроченность углеводородных месторождений к узловым линиям, оконтуривающим континенты (шельфовые залежи) и рассекающим их - месторождения углеводородов, например, бассейна реки Оби. Причем, S-образная форма узловой линии, продекорированная руслом реки, имеет и ярко выраженный узел в районе г. Сургута.

Параллельно с образованием углеводородных залежей происходит интенсивная дифференциация химического состава вмещающих толщ, обусловленная теми же флюидными явлениями.

Наиболее активному выносу подвержены соединения железа, концентрирующиеся затем в гипергенных и палеогипергенных условиях в рудные тела. Поэтому опять совершенно естественной оказывается географическая и временная приуроченность месторождений углеводородов и железных руд [1].

Узловые зоны эволюционируют от будинажа до расплавления в течение реально геологического времени. В ходе этого процесса углеводородные, железорудные и иные залежи подвергаются существенной трансформации. Основным направлением этих изменений является потеря легких фракций углеводородов при возгонке и крекинге плоть до образования битумов, асфальтов, графитизированных сланцев и каменного угля. Приуроченные к этим углеводородным бассейнам гипергенные рудные тела подвергаются высокотемпературному метаморфозу, в результате карбонаты и гидросиликаты железа преобразуются в гематит-магнетитовые формы и в железистые кварциты. Параллельно, за счет интенсификации флюидов в условиях высоких давления и температуры, развивается целый шлейф метасоматических образований. Первопричиной эволюции земной коры в узловых зонах сейсмических колебаний является энергия самих колебаний. Стационарность в пространстве и времени интерференциальной картины сейсмических колебаний обусловлена не природой источников этих колебаний, а в основном геометрией планеты и элементов тектонического строения земной коры, которые в свою очередь являются следствием развития сейсмических структур планеты в целом. Поскольку низкочастотные колебания рассеиваются сравнительно мало, то энергия накапливается в течение длительного геологического времени. При насыщении мод сброс энергии осуществляется в зонах узловых линий и поверхностей, традиционно связанных с зонами высокой сейсмической активности. Некоторый вклад в развитие рассмотренных процессов реализуется за счет

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

релаксации внутренней энергии планеты и сегментов земной коры, обусловленной радиационным разогревом, гравитационным сжатием и химической дифференциацией.

Таким образом, распределение и закономерности пространственного сочленения месторождений в рамках провинций непосредственным образом связаны с низкочастотной сейсмичностью, имеющей стационарный характер.

Интерференция низкочастотных сейсмических колебаний в пределах континентальной плиты образует устойчивую картину напряжений, изменения в которой связаны с изменением резонансных свойств плиты. Естественно, что эти изменения , в первую очередь, касаются ее периферии, т.е. узловой зоны более глобального масштаба. Помимо рассмотренных выше явлений, в узловых зонах могут наблюдаться эффекты, обусловленные относительным перемещением плит. При этом в распределении интерференционной картины сейсмических колебаний будут наблюдаться "медленные" смещения областей конструктивной интерференции. Поскольку последние проявляются в виде зон аномальных тектонических напряжений, то изменение интерференционной картины напоминает распространение волн тектонических напряжений. В связи с этим для исследования вариаций тектонических напряжений основное значение имеет изучение спектра колебательных мод плиты, изменения в котором проявляются как движения волн тектонических напряжений. "Волна тектонических напряжений" является не причиной запаздывания сейсмических сигналов, а в первую очередь, результатом интерференции собственных сейсмических колебаний плиты. Поэтому волны тектонических напряжений в рамках рассматриваемого подхода вполне реальны. Более того, отсутствие согласованных данных по близко расположенным обсерваториям свидетельствует о слоистом характере интерференции импульсных сейсмических сигналов в полях ближней зоны источника. Обсерватории, находящиеся в областях конструктивной интерференции, регистрируют вариации тектонических напряжений, в то время как в областях деструктивной интерференции такие вариации отсутствуют.

Литература

1. Локтюшин А.А., Мананков А.В. Пространственно-замкнутые динамические структуры. Томск: Изд-во ТГУ, 1996.-121 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ ЖИЗНИ В ГОЛОГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЕЩЕСТВА

А.А.. Локтюшин[2], А.В. Мананков[2], Б.А. Локтюшина[1]
[1]Томский государственный университет, г. Томск
[2]ТГАСУ, г. Томск

Вещество в голографической модели представляется как динамическая голограмма с той или иной степенью пространственной и временной когерентности в оптическом смысле. Основанием такого представления является равноправие векторов в произведении $\vec{E} \times \vec{H} = \vec{P}$, где $\vec{E}$ -электрическая, $\vec{H}$ -магнитная напряженности, а $\vec{P}$ - механический импульс (вектор Пойнтинга) электромагнитного поля. К любому из векторов электромагнитного поля могут быть применены дифференциальные операторы $\frac{\partial}{\partial t}; div; rot$. В случае, когда $rot\vec{P} \neq 0$, имеет место пространственно локализованный электромагнитный объект со свойствами, соответствующими элементарной частице.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Замыкание контура механического импульса $(rot\vec{P})$ стабильной (не виртуальной) частицы осуществляется на поверхности тора, что в соответствии с теоремой Ляпунова является наиболее устойчивой конфигурацей поля. Иные поверхности замыкания импульса соответствуют нестабильным и виртуальным частицам. Континуум контуров поверхности тора между геодезическими (минимальной и максимальной длины) определяет интервал кривизны контура $\vec{P}$, а, соответственно, и естественную ширину полосы собственных частот частицы.

Возможность суммирования частот собственной полосы, определяет потенциальную возможность развития во времени внутренних высокоэнергетических структур частицы с колоссальным объемом информации и энергии.

Внешнее поле частицы определяется биениями между частотами собственной полосы. Для крайних (геодезических) частот низкочастотное внешнее поле определяется как разность максимальной и минимальной, $\nu_\delta = \nu_{max} - \nu_{min}$. Поскольку поле биений также представляет собой континуум частот и замыкается на поверхности тора, то возникает иерархия полей разностных частот, которая, в принципе, структурирует все пространство.

Взаимодействие частиц обусловлено интерференцией внешних полей и, если собственные частоты близки, в конечном итоге, это соответствует синтезу ядра, то есть новой динамической голограмме. Если близки частота поля биений одной частицы и собственная частота другой, то образуется атомная или квазиатомная голограмма с новой иерархией внешних полей.

Внешние поля частицы или атома не являются непрерывным пространственным континуумом, образуя объемно-ячеистую структуру из областей конструктивной интерференции. В соответствии с этим внешние атомные оболочки имеют квазидискретное электронное строение, а надатомные образования - ячеистую структуру интерференционной решетки. Условия когерентности интерференционной картины однозначно определяют структуру и морфологию надатомного ансамбля. В редких случаях это макроскопические образования с более-менее регулярной в кристаллографическом смысле структурой, соответствующей монокристаллам. В большинстве же ситуаций надатомные ансамбли представляют собой микроскопические структуры и объекты, соответствующие клеткам живого вещества, простейшим микроорганизмам и, в этом же ряду, простейшим минералам.

Следующий уровень системной организации вещества определяется интерференцией полей надатомных ансамблей и представляет собой биологические организмы и минеральные индивиды. Поскольку и то и другое есть продукт и реализация динамического интерференционного процесса, то и минеральный индивид в равной мере с биологическим организмом можно отнести к форме живого вещества, отличающейся лишь большим временем когерентности.

Пространственная (собственно структура) и временная когерентность вещества определяются типом электромагнитного взаимодействия.

В чистом виде можно выделить:

-электрическое взаимодействие, соответствующее электронной когерентности для ионных кристаллов;

-магнитное - магнонная (обменная) когерентность металлов;

-механическое - фононная когерентность стекол.

Кроме того, хорошо известны три промежуточных (переходных) типа:

-электронно-магнонная когерентность полупроводников;

-электроно-фононная когерентность стеклокристаллических материалов;

-магнонно-фононная когерентность металлических стекол.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Наконец, седьмой интегральный тип когерентности с участием электронных, магнонных и фононных взаимодействий, в наибольшей мере характерен для организмов и минеральных индивидов.

Зарождение и развитие минерального индивида определяется, в первую очередь, интерференцией полей надатомных ансамблей. Структура последних существенным образом зависит не только от собственных внутренних полей, но и от внешних низкочастотных полей сторонней природы. Деформация под их влиянием интерференционных "картинок" атомов и ансамблей, а также резонансные процессы способны коренным образом повлиять на онтогенез минерального индивида с образованием метастабильных собственных состояний, отличающихся как структурой, так и морфологией, а также проявлением склонности к изоморфизму.

Широкое использование определений "минерал, кристалл, организм, минеральный индивид" связано с определенными понятийными трудностями. Что считать минеральным индивидом и чем последний отличается от кристалла или от организма? Можно понятие организм исключить из употребления, считая его чисто биологическим. Но это не решает проблемы. Минерал в энциклопедическом словаре определяется как "природное тело...", что можно, в принципе, считать и определением минерального индивида.

Однако В.И. Вернадский и другие минералоги значительно шире толкуют определение "минерал", относятся к нему и "природные воды". Здесь уже эквивалентность терминов просматривается с трудом или вовсе отсутствует. Часто используется такое, например, сочетание терминов как "кристалл кварца", "кристалл кальцита" и тому подобное. Но применение к минеральному объекту этих определений в кристаллографическом смысле некорректно, поскольку структура поверхностных слоев существенно отличается от внутренней. Как некая поправка вводится понятие - реальный кристалл, в отличие от кристаллографического идеального. Более того, общее определение даже в форме "реального кристалла" также требует уточнения, так как каждый индивидуальный образец обладает собственными и единственными наборами изоморфных примесей и сверхструктур, то есть периодических и "случайных" особенностей кристаллической решетки. То есть всегда мы имеем дело с минеральным индивидом или его фрагментом, не сводимым к определению кристалл или стекло (полимер). Но что же считать минеральным индивидом? Тот же кварц встречается в очень широком классе пород и, что важно подчеркнуть, тел. В структуре гранитов, пегматитов и, в более свободном виде, в друзах и щетках кварц представлен достаточно обособленными телами, попадающими под определение - минеральный индивид. Казалось бы, можно остановиться. Но здесь возникает достаточно прозрачная аналогия с биологическим миром. Например, из крови лягушки, курицы, человека и слона можно выделить достаточно схожие по устройству и функциям кровяные тельца-эритроциты и лейкоциты. Эти объекты вполне характеризуются понятием биоиндивид или простейший (элементарный) организм или клетка. Одноклеточные (простейшие) широко представлены во флоре и фауне. Тем не менее не лишены исследовательского интереса и ассоциации высокодифференцированных и высокоспециализированных клеток, известные как растения и животные. К ним, в равной степени, как и к простейшим, относится понятие организм. В том числе и человеческий.

Аналогия в современной науке считается опасным (скользким) приемом. В данном случае ее использование, напротив, показывает опасность методологического зашоривания в минералогическом исследовании, грозящего ограничиться лишь изучением простейших форм минеральных индивидов. Примеров целостных (органичных) ассоциаций простейших минеральных форм огромное число. И они в равной мере с простейшими являются минеральными индивидами. Среди них встречаются "комары" (жеоды) и "слоны" (плутоны). Но в соответствии с нашими представлениями о резонансной природе структуры, морфологии и физиологии минерального индивида это очень похожие объекты. Топология (и отчасти морфология) минерального индивида определяется, как и для элементарных частиц, атомов и простых молекул, низкочастотными модами собственного спек-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тра колебаний, поэтому не случайно наиболее распространенными являются ограниченные поверхностью полярного тора, то есть овоиды, оолиты и так далее, а также лучистые, ограненные, и их многочисленные комбинации. Общее для любой целостной системы независимо от уровня сложности и природы образующего вещества, есть замкнутость контура механического импульса ее самых низкочастотных колебаний. Формой именно этого контура определяется как раз морфология, структура и характер процессов переноса в системе. Наличие последних является неотъемлемым атрибутом любой резонансной системы, что, с известными оговорками, позволяет отнести минеральный индивид к разряду живых объектов, для которых естественной является эволюция от зарождения до зрелости, а затем дряхлость и смерть.

КОМПЛЕМЕНТАРНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И ИНТЕГРАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б.Н. Лузгин
Алтайский университет, г. Барнаул

Развитие естественных наук протекает по принципу смены парадигмы аналитических исследований, как необходимого фундамента для реального познания мира,- синтезными, как этапа углубленных представлений о взаимодействии, взаимосвязи, взаимообусловленности отдельных аналитических структур. В экономической рудной геологии - учении о полезных ископаемых - ее исследовательская направленность также в большей степени все еще определяется изучением роли разнообразных процессов дифференциации рудного вещества, которые действительно являются важным звеном в образовании месторождений различного металлогенического облика. И, по нашему мнению, недостаточно внимания уделяется изучению интеграционности рудных процессов.

Пространство рудообразования традиционно исследуется структурной геологией, но акцент здесь делается на изучении рудолокализующих, рудоконтролирующих и отчасти рудоподводящих типов структур. Однако, сами рудогенерирующие структуры, как правило, оказываются обойденными вниманием. Но соответствующая информация за последнее время в значительной мере восполняется исследователями геодинамического направления. Металлогенические аспекты при этом чаще всего ограничиваются анлизом размещения оруденения того или иного типа в зависимости почти исключительно от типовых геодинамических обстановок. Считается совершенно правомерным характеризовать определенные типы рудоносности как естественное отражение отдельных геодинамических ситуаций ведущей металлогенической эпохи, несмотря на то, что один и тот же участок земной коры при длительном его развитии обычно "проходит" несколько этапов геодинамического развития, а "ведущие" этапы по мере детализации условий рудообразования могут изменять свой знак и порядок.

Возраст рудообразования в каждом конкретном случае часто и во многом все еще относится к несомненно наиболее дискуссионным понятиям. И даже несмотря на то, что наших познаний бывает достаточно, чтобы выстроить ряд интенсивности каждого данного типа оруденения и выделить ведущий металлогенический этап в общей геологической истории региона,- этого, как правило, явно недостаточно, чтобы с учетом подобных выводов ориентирововаться на их исключительную значимость. Например, известная приуроченность так называемых железистых кварцитов к докембрию ни в коей мере не означает меньшую практическую значимость железорудных месторождений каледонской и герцинской эпох рудообразования. В принципе процессы того же самого железооруденения являются сквозными от архея до наших дней.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Еще большее значение имеет **время (продолжительность) рудообразования**. Общепризнано формирование руд в результате целого ряда последовательных стадий гидротермального минералообразования, отдельные из которых, в свою очередь, могут состоять из нескольких самостоятельных эпизодов. Такое поэтапное образование рудных концентраций, по современным данным, может отвечать временным отрезкам продолжительностью в миллионы и десятки миллионов лет. Но в ряде случаев (колчеданно-полиметаллические руды Урала, железные руды Алтая и др.) рудоформирование охватывает и ряд смежных (или даже оторванных друг от друга) эпох. Следовательно, суммарная продолжительность образования некоторых рудных месторождений может простираться и за многие десятки и первые (?) сотни миллионов лет. Учитывая же процессы метаморфизма руд, от эндогенного до экзогенного, следует признать, что минералообразование в рудах осуществляется прерывисто-перманентно с момента инициальных стадий их образования. Таким образом, вряд ли будет большим преувеличением рассматривать рудообразование как частое (постоянное) событие, сопутствующее формированию разнообразных геологических формаций.

Сами **процессы рудообразования** принципиально подобны породообразованию, с той разницей, что руды значительно менее распространены, чем обычные горные породы, и представлены преимущественно относительно небольшими и сложными по структуре массами. Так, при образовании глубинных магматических пород в основе их дифференциации лежат процессы ассимиляции, гравитации, кристаллизации, ликвации, обогащения конечных расплавов летучими компонентами и т.п. Соответственно, эти же процессы являются ведущими и при образовании магматических рудных месторождений (Бушвельдский и Садберийский комплексы, расслоенные интрузии Стиллуотерского типа) и т.д. При вулканизме частными процессами, обуславливающими породообразование являются эффузивные излияния, экструзивные "выжимки", эксплозивные выбросы, окраиновулканическая седиментация. С ними коррелируются потоки рудной магмы (магнетитовое месторождение Эль-Лако в Чили), внутрижерловых жил (Крипл-Крик), рудных туфовых поясов (типа Итаберийского или Куроко), разнообразных и многочисленных осадочно-вулканогенных месторождений. Подобные же рассуждения правомочны для процессов метаморфизма и седиментации. Аналогичен и механизм образования гидротермальных месторождений выполнения и раздвижения, характерный как для жильного, так и для рудного материала.

Дифференциация рудного вещества во многом определяется степенью химического "сродства" рудогенных элементов и соединений. Закономерности их ассоциирования обнаруживают определенную зависимость от кларков концентрации (по В.И.Вернадскому). В связи с этим распространенные элементы (типа Al, Fe, Mn) должны принципиально отличаться по механизму концентрации от элементов, обладающих значительно более низкими кларками концентрации. Редкие (и цветные) металлы, в отличие от распространенных, являются комплементарными к ним и в силу этого характеризуются иными особенностями концентрации. Сочетанием комплементарности и крайней ограниченностью масс отличается поведение рассеянных элементов.

Интегрированность оруденения, как определенный противовес дифференцированности, исследована значительно слабее и очень часто ее значение крайне недооценивается. Вместе с тем, нельзя не видеть безусловности признания важности этого механизма формирования руд в новейших описаниях многих золоторудных месторождений, вмещаемых в частности черносланцевыми толщами, полигенных, полиформационных и полихронных рудных образований. Принципиально важна с указанных позиций не раз дискутировавшаяся проблема наследования в рудообразовании. Так, Урал и Алтай могут служить классическими примерами такого типоморфного проявления железорудной направленности. На Урале - это месторождения древних допалеозойских и нижнепалеозойских ильменит-магнетитов (типа Кусинского); в начале герцинского цикла - хромитовые гипербазиты (Сарановское) и титаномагнетитовые базиты (Качканар); в среднем палеозое

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

(раннем девоне и карбоне) - скарновые магнетитовые месторождения (Магнитное, Высокое и др.) и т.д. На Алтае - это титаномагнетитовые (Салганакское и Харловское), (гематит-) магнетитовые вулканогенно-осадочные (Бостальское и Холзунское) и скарново-магнетитовые (Инское, Белорецкое и др.), как правило, промышленные месторождения и кембрия и девона...

Как подчеркивал В.И.Смирнов [3], "...точно неизвестны причины металлогенической специализации рудных провинций и повторяемость металлического состава их эндогенных месторождений...", которую "нельзя ставить в исключительную зависимость от переотложения рудного вещества древних месторождений в процессе формирования последующих молодых месторождений", что "не способно объяснить всей картины металлогенической специализации и унаследованного характера рудообразования. Скорее всего причина более глубокая...".

Стало также общепризнанным представление о наложенности оруденения зон автономной тектоно-магматической активизации [4]. Неоднократные случаи наложения руд одной формации на другую обобщены Н.В.Петровской [2]. Появилось достаточно много информации о рудных объектах с сочетанием геохимически запрещенных рудных ассоциаций. Поскольку пространственное совмещение различных по генезису руд в этих случаях несомненно, а причины исследованы крайне недостаточно, мы предложили для характеристики этих месторождений использовать термин гетерогенности (разнородности происхождения),- как соучастие и совмещение минерального вещества и процессов, обязанных различным этапам и геодинамическим обстановкам развития, но проявляющихся на общих площадях конкретных участков рудных полей, месторождений, залежей [1].

С изложенных позиций образование рудных месторождений характеризуется комплементарностью процессов дифференциации и интеграции рудного вещества.

Литература

1. Лузгин Б.Н. Металлогения основных рудных районов Алтая. Барнаул: изд-во АГУ. 1997. 419 с.
2. Петровская Н.В. О полигенных месторождениях // Эндогенное рудообразование. М.: Наука. 1985.
3. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра.1976. 688 с.
4. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации.Л.: Недра. 1968. 180 с.

К ВОПРОСУ О СОСТОЯНИИ И ПЕРСПЕКТИВАХ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ МЕДИ,СВИНЦА И ЦИНКА РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИЯ

В.А. Макаров, В.З. Мильман
Центр геотехнологических исследований «Прогноз», г. Красноярск

Изучение и освоение минеральных богатств Хакасии началось в глубокой древности. К настоящему времени наиболее освоенным в геологическом и горнорудном отношении регионом республики является Кузнецко-Алатаусская провинция. Здесь известно несколько сотен месторождений и проявлений меди, свинца, цинка. Многие объекты упоминаются в старых письменных и иных источниках, часть их в различное время разрабатывалась. При этом по разным причинам (из-за несовершенных технологий отработки, экономической конъюнктуры и др.) до стадии полной отработки большинство объектов не доводилось. Кроме того, целый ряд проявлении, открытых в последние 40 лет, не разведывался и не детализировался, а часть разведанных и оцененных объектов была законсервирована ввиду отсутствия рациональных схем добычи и обогащения. Без сомнения, современная минерально-сырьевая база меди, свинца, цинка Хакасии в значительной степени может быть восполнена за счет подобных недоработанных, законсервированных, а также выявленных, но не оцененных в полной мере объектов. В связи с этим в настоящий

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

момент существует необходимость обобщения, ревизии и систематизации накопленных сведений по месторождениям, проявлениям и пунктам минерализации региона, выявления закономерностей их пространственного размещения и особенностей генезиса, а также оценки перспектив промышленного освоения.

Месторождения и рудопроявления изучаемой территории не отличаются разнообразием генезиса. Можно выделить три основных генетических типа: 1. Гидротермальный, 2. Контактово-метасоматический (скарновый); 3. Стратиформный;

Гидротермальный генетический тип наиболее распространен в пределах рассматриваемой территории. Чаще всего встречаются следующие его разновидности (подтипы):

А. Гидротермальный кварц-сульфидный жильный (свинцовый, медно- свинцовый, медно-золотой, вольфрамовый, вольфрам-молибденовый). Наиболее значимыми месторождениями такого типа являются Юзикское, Гарьское и ряд других.

Б. Гидротермальный кварц-сульфидный штокверковый медно-молибденовый (сорский тип) - Сорское, Агаскырское месторождения.

В. Гидротермальный медно-порфировый (месторождения Сухой Лог, Брусничный Плес).

Г. Гидротермально-метасоматический (неправильных метасоматических залежей) полиметаллический, медно-вольфрамовый месторождения Игр-Гол, Крестовское, Карасук, Казымчанское, и др.

Д. Вулканогенно-гидротермальный (колчеданно-полиметаллический и медно- колчеданный) месторождения Хараджульское (медно-кобальтовые руды), Лобановское, Маинское, Усть- Парнинское и др.

Оруденение гидротермального типа концентрируется в форме жил, прожилков, неправильных, гнездообразных и линзовидных залежей, штокверков. Рудные тела часто имеют сложную, ветвящуюся, неправильную форму, невыдержанны по мощности и простиранию.

Месторождения и рудопроявления, относящиеся к контактово-метасоматическому генетическому типу, распространены в Кузнецком Алатау достаточно широко, однако уступают вышеописанным и по частоте встречаемости, и по размерам. Среди них выделяются скарновые медные, вольфрамовые, молибденовые и полиметаллические проявления, среди которых наиболее известны месторождения Юлия-Медная и Юлия-Свинцовая, Заводское, Колтаровское, Киялых-Узень. Оруденение такого типа локализуется в основном в карбонатных осадочных толщах, а также в эндоконтактовых зонах кислых и средних интрузивных массивов, реже в эффузивных и терригенных толщах. Рудолокализующими структурами являются тектонические нарушения и контакты интрузий.

Форма рудных тел скарновых рудопроявлений разнообразна. Минерализованные зоны чаще всего линзовидные, линзовидно-прожилковые, гнездообразные. Размеры их сильно варьируют. Вследствие слабой изученности выявить средние значения размеров тел на данном этапе невозможно.

Стратиформный тип рудопроявлений (медь) наиболее редок. Известно лишь несколько проявлений оруденения такого типа, однако среди них имеются малые месторождения - Раисинское и Печищенское, Косоложинское, Михайловское и др. По всем параметрам такие проявления относятся к типу медистых песчаников. Рудные тела выдержаны по мощности (обычно 1-2 м) и простиранию, форма их в основном пластообразная, реже - линзовидная. Вмещающими породами служат терригенные отложения. Оруденение приурочено к приразломным зонам, являвшимся предположительно и рудолокализующими, и рудоподводящими структурами.

Главные рудные минералы рудопроявлений стратиформного типа - халькозин, борнит, ковеллин, куприт, самородная медь. В приповерхностной зоне развивается зона окисления с характерным парагенезисом. В единичных случаях (Капчальское рудопроявление) отмечается присутствие минералов урана.

Большинство месторождений, проявлений и точек минерализации, выявленных в

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

пределах Кузнецкого Алатау, на сегодняшней стадии изученности не представляет промышленного интереса в связи с малыми масштабами и невысоким содержанием полезных компонентов (руды в основном варьируют от убогих до бедных, лишь изредка достигая средних и богатых значений). Однако имеется целый ряд перспективных объектов, которые с учетом сложившихся экономических условий и появления новых технологий добычи и переработки сырья требуют постановки ревизионных работ: 1) разведанные и оцененные месторождения, законсервированные по причине небольших запасов либо невозможности рациональной отработки с использованием существующих технологий; 2) выявленные потенциально перспективные, но детально неизученные объекты; 3) отрабатывавшиеся ранее и брошенные (законсервированные) месторождения; 4) хвосты и отвалы эксплуатирующихся объектов и обогатительных фабрик.

Поставленные ревизионные работы должны решить следующие задачи:

1. Выявление месторождений и отдельных рудных тел с богатым оруденением, рентабельных для отработки небольшими модульными предприятиями (Карасук и др.)

2. Ревизионная оценка объектов с бедным оруденением на пригодность для добычи переработки новыми геотехнологическими способами (кучное, подземное выщелачивание и др.) (Посельщик, Темир-Даг и др.)

3. Изучение всего комплекса сопутствующих полезных компонентов, позволяющих повысить ценность руд (Посельщик, Карасук и др.)

4. Прогнозирование и поиск новых, неизвестных ранее типов месторождений (стратиформных Pb - Zn руд и др.).

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ АЛМАЗОНОСНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ КАРБОНА (ЮГО-ЗАПАД ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

Р.Г. Матухин
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Последовательность геологических событий, обусловивших формирование в юго-западной части Тунгусской синеклизы горизонтов алмазоносных коллекторов, прослеживается следующим образом.

В результате перерыва осадконакопления на границе девона и карбона обширные территории Сибирской платформы были выведены в зону эрозии. Рассматриваемый нами Тычанский алмазоносный район, протягивающийся в северо-северо-западном направлении на расстояние 250 км от бассейна р. Чуни на севере до Чадобецкого поднятия на юге при ширине полосы около 100 км, располагался в пределах обширной эрозионно-аккумулятивной приподнятой равнины, полого наклоненной в северном направлении и осложненной субмеридиональными валообразными поднятиями и разделяющими их пологими депрессиями. В тектоническом отношении это была зона сочленения Курейской синеклизы и Ангара-Катангского поднятия.

Предкарбоновый перерыв осадконакопления продолжался здесь, по-видимому, с конца живетского века девона до конца башкирского века карбона. При этом наиболее продолжительным он был в южной части Тычанского района.

Специфика процессов химического выветривания, затронувшего кимберлитовые и сопутствующие им базитовые трубки (скорее всего, позднедевонского возраста), а также вмещающие отложения байкитской свиты ордовика и эвенкийской свиты среднего-верхнего кембрия., была обусловлена господствующим в это время аридным и семиаридным климатом. В условиях щелочного режима в подвергшихся выветриванию кварцевых песчаниках и карбонатных породах цоколя происходила интенсивная миграция кремнезе-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ма с образованием на отдельных участках своеобразных кремневых кирас. Продукты разрушения последних фиксируются в составе тычанского коллектора в виде "фигурных галек" - неправильной формы обломков кварцитовидных песчаников, на сглаженных поверхностях которых видны различные по конфигурации выпуклости и выемки (результат ветровой эрозии). Характерно, что "фигурные гальки" маркируют горизонт коллектора в случае, если последний подстилается породами байкитской свиты ордовика. Это свидетельствует о том, что источником столь мощной миграции кремнезема могли быль только кварцевые песчаники, слагающие основную часть разреза последней.

В это время в пути миграции поступила основная масса алмазов и минералов - спутников (в основном пиропы и хромшпинелиды) из подвергшихся эрозии и более или менее глубокому химическому выветриванию коренных источников. Последнее было возможно в периоды кратковременной гумидизации климата, первый из которых совпал по времени с позднетурнейской трансгрессией, широко проявившейся на территории Сибирской платформы. Среди пиропов установлены представители ультраосновных (несколько преобладают) и эклогитовых парагенезисов. Второй этап гумидизации климата приходится на конец визе - время последней палеозойской трансгрессии.

Конец серпуховского - начало башкирского веков ознаменовался новым периодом гумидизации климата и, как следствием активизацией процессов химического выветривания на водосборах (до формирования каолинового профиля).

В относительно небольшом солоноватоводном бассейне, вытянутом в субширотном направлении в полосе современного среднего течения р. Тычаны - верховий р. Еробы, накапливались отложения тычанской свиты, представленной неравномерно переслаивающимися известковистыми алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами и прослоями (до 1,0 м) базальных конгломерато-гравелитов (алмазоносный коллектор). Последние отличаются исключительно слабой отсортированностью обломочного материала как по разрезу, так и по латерали.

Именно за счет размыва тычанского коллектора в долине р. Тычаны сформировалась аллювиальная россыпь алмазов, прослеженная по руслу на расстояние около 100 км. По данным ГП "Красноярскгеолсъемка" среднее содержание алмазов в россыпи составляет около 0,5 мг/м^3. Показательно, что здесь был найден алмаз весом 700,6 мг.

Тычанский коллектор отвечает прибрежной фации континентального бассейна, несколько удаленную от берега фацию представляют шушукский, а делювиально- пролювиальную - бедошеминский и тарыдакский коллекторы

Шушукский коллектор вскрыт бурением в восточной части Тычанского района. Представленный линзовидными прослоями (0,3-1,7 м) кремнево-кварцевых песчаников, коллектор содержит мелкие хорошо скатанные пиропы (алмазная ассоциация составляет 10-12 %) и алмазы. Последние обнаружены в элювии, но связь их с коллектором сомнений не вызывает. Литолого-фациальные признаки пород коллектора диагностируют обстановку пресного или слабосолоноватого мелководного бассейна с многочисленными подводными отелями. Возраст шушукского коллектора по наличию янтогойского палинологического комплекса датируется башкирским веком среднего карбона (не путать с визейским возрастом шушукской свиты!).

Бедошеминский коллектор (0.1-1 м), являющийся базальным образованием одноименных слоев, прослеживается в субширотном направлении от р. Тайгикун на западе до р. Бедошемо на востоке (около 60 км). Это слабо сцементированные разнозернистые кварцевые песчаники, неравномерно обогащенные гравийно-галечным материалом. Последний представлен окремненными оолитовыми, строматолитовыми известняками, глинисто-карбонатными породами, кремнями, микрокварцитами и угловатыми сильно ожелезненными обломками. Для пород коллектора характерна насыщенность пылевидными углистыми частицами. Возраст включающих коллектор бедошеминских слоев определяется янготойским палинокомплексом. Особенности вещественного состава и структурно-текстурные признаки пород позволяют предполагать формирование бедошеминских слоев

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

в условиях аллювиально-пролювиальной равнины с небольшими замкнутыми водоемами. Снос терригенного материала осуществлялся временными водотоками. Среди минералов-спутников в коллекторе определены пиропы, хромшпинелиды, редкие пикроильмениты.

Наиболее насыщен минералами-спутниками и алмазами тарыдакский коллектор. В результате проведенного ГП "Красноярскгеолсъемка" опробования из 14 т породы тарыдакского коллектора извлечено 362 кристалла алмазов преимущественно класса -2...+1. Минералы-спутники те же, что и в бедошеминском коллекторе.

Тарыдакский коллектор (до 0,5 м) представлен грубообломочной брекчией с алевролито-глинистой заполняющей массой, неравномерно пигментированной гидроокислами железа. Подавляющая часть обломков в значительной степени замещена кремнеземом. Принадлежность коллектора фациям склонового ряда при высоком содержании в нем алмазов и минералов спутников выделяет Тарыдакскую площадь в качестве первоочередной для постановки прямых поисков алмазов. Важным является при этом тот факт, что опробованием коллектора установлено крайне неравномерное содержание алмазов и минералов-спутников. На расстоянии около 600 м от места отбора пробы весом 3,3 т (100 кристаллов алмазов) в пробе весом 1.1 т обнаружено только 6 кристаллов. Не исключено, что это результат более близкого расположения к коренному источнику канавы, в которой отобрана первая проба.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В.Г.Немчинов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

При изучении процессов формирования россыпей одним из первых возникает вопрос о характере их связи с коренными источниками. Этот вопрос однозначно не всегда решаем, поскольку на прямую связь в системе рудный источник - россыпь влияет ряд факторов. В число таковых входят россыпеобразующие рудные формации, новейшие поднятия и опускания, климат, гидродинамический режим водотоков, деятельность ледников, некоторые склоновые и криогенные процессы. Нередко промышленные россыпи золота обнаруживаются в районах, казалось бы, полностью лишенных продуктивных рудных источников. В других случаях разрушающиеся рудные тела отнюдь не сопровождаются россыпными концентрациями металла в имеющихся поблизости рыхлых отложениях.

В Окинском горном районе Восточного Саяна, охватывающем верховья бассейнов рек Оки, Большой Белой, Урика, Китоя и Иркута, условия россыпеобразования в позднем кайнозое определялись рядом эндо- и экзогенных факторов, в различной степени усиливавших либо взаимоисключавших друг друга.

Наиболее изученными объектами рудного золота в Окинском горном районе Восточного Саяна является серия месторождений, расположенных в верховьях Урика и Китоя и объединенных в Урик-Китойскую рудную зону. Она представляет собой межкупольную зону-перемычку северо-западного простирания, осложненную серией сближенных субпараллельных разрывных нарушений, расположенных вдоль ее осевой поверхности. Вмещающими оруденение породами на разных месторождениях служат плагиогранитогнейсы и гнейсы Гарганской глыбы, а также сланцы и карбонатные породы ильчирской и монгошинской свит. Отдельные месторождения и рудопроявления жильного типа золото-кварцевой, золото-теллурид-пирит-кварцевой и золото-малосульфидно-кварцевой формаций содержат до 50-100% металла россыпеобразующей фракции. Тем

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

не менее, они не формируют значительных концентраций россыпного золота в дренирующих их речных долинах, хотя в ряде случаев установлены мелкие склоновые и ложковые россыпи, пространственно ассоциирующиеся с рудными объектами.

Главными фактором, оказавшим негативное влияние на образование долинных россыпей на Урик-Китойском междуречье явилось активное новейшее поднятие морфоструктуры Китойских Гольцов, в пределах которой расположена основная масса упомянутых рудных объектов. Этот фактор инициировал появление деструктивных процессов. На фоне устойчивого поднятия активизировалась эродирующая деятельность водотоков, при которой происходил интенсивный размыв горных пород и хаотичная транспортировка обломочного материала, затрудняющая дифференциацию минералов по гидравлической крупности. Кроме того, в периоды позднеплейстоценовых оледенений район междуречья Урика и Китоя был гляциогенерирующим, где в условиях глыбового течения льда, в полной мере проявилась экзарационная деятельность долинных ледников. Таким образом, значительное количество металла было вынесено к периферии морфоструктуры, где формировались аллохтонные россыпи.

В центральной части Окинского горного района с середины 19 века были известны и отрабатывались долинные россыпи золота, однако предпринимаемые в разное время попытки установить их коренные источники в бассейнах Сархоя и Диби не увенчались успехом. Поисково-съемочными работами в бортах и коренном ложе этих долин в полях развития палеозойских вулканогенно-терригенных пород окинской серии и дибинской свиты установлены многочисленные зоны милонитизации, окварцевания и сульфидизации, иногда с высокими содержаниями золота. Эти зоны мощностью от 1 до 10-15 м пространственно разобщены нередко значительными интервалами гидротермально и метасоматически неизмененных пород. Каждая такая отдельно взятая зона не является промышленным рудным объектом и коренным источником конкретной россыпи.

Все выявленные аллювиальные россыпи расположены в пределах Окинской структурной ступени - неотектонически слабодифференцированной территории, имеющей тенденцию отставания в поднятии с неогена, когда существовал режим преимущественной аккумуляции, о чем свидетельствуют мощные вулканогенно-осадочные толщи с преобладанием озерно-аллювиальных отложений в составе их рыхлой составляющей.

В позднем плиоцене структура была вовлечена в общее воздымание со слабой дифференциацией тектонических перемещений и отсутствием частных поднятий. В плейстоцене такая ситуация сохранялась, что подчеркивается незначительной разностью современного и добазальтового уровней эрозионного вреза. В периоды позднеплейстоценовых оледенений ледники выдвигались на Окинскую структурную ступень, но течение льда было ламинарным, что не препятствовало сохранности образованных ранее россыпей в днищах долин.

Установлено, что наиболее продуктивными являются низкие эрозионно-аккумулятивные уровни (пойма, первая и вторая надпойменные террасы), причем наивысшие концентрации россыпного золота характерны для приплотиковой фации аллювия. Закономерное увеличение количества металла на нижележащих эрозионных уровнях произошло в условиях совмещенного унаследованного эрозионного врезания водотоков, сопровождавшегося последовательным разрушением коренных источников, занимавши весь объем долины. На уровне тальвега обеспечивался его наибольший эрозионно-денудационный срез, а, следовательно, и максимальное поступление золота. Коренными ми источниками россыпей служили многочисленные, нередко пространственно разобщенные участки сосредоточения мелких проявлений, генетически связанных с зонами милонитизации, сульфидизации, окварцевания и метасоматоза.

Таким образом, в юго-восточной части Восточного Саяна ведущим россыпеобразующим фактором в позднем кайнозое являлся неотектонический: На территориях, отстающих в поднятии создавались сравнительно благоприятные условия для формирования и сохранения долинных аллювиальных россыпей золота.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Литература

1. Немчинов В.Г. Морфоструктурный контроль эндогенного оруденения Урик-Китойского междуречья (Восточный Саян) // Некоторые вопросы геоморфологии Восточной Сибири. - Иркутск / 1981.- С.114-118.
2. Немчинов В.Г. Условия формирования россыпей золота в Окинском горном районе Восточного Саяна // Россыпи складчатых (орогенных) областей: Тез. докл. Всесоюз. совещ./ Бишкек, 1991. - Ч 2. С.91-93.
3. Немчинов В.Г. Особенности осадконакопления в позднем кайнозое и условия формирования россыпей золота в Окинском горном районе Восточного Саяна: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. - Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1997 - 17 с

МИНЕРАЛОГО–ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ТЕЛ СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

К.Л.Новоселов, А.И.Баженов, Т.И.Полуэктова
Томский политехнический университет, г. Томск

Проблема генетической связи оруденения с магматизмом в учении о рудных месторождениях относится к одной из сложнейших и остро дискуссионных. Обусловлено это многими причинами, среди которых: роль геохимической специализации гранитоидных тел и их потенциальной рудоносности, физико-химические условия отделения рудного вещества, роль вмещающих пород и их ассимиляции магматическим расплавом, тектоника интрузивов, автометасоматические и разнообразные метасоматические процессы (магнезиально-железистый, калиевый и натровый), а также сложная заключительная гидротермальная стадия. Большое влияние на возможность отделения рудного вещества, как показывают исследования последнего времени, оказывает флюидный режим, его эволюция как в области глубинного очага, так и во вторичном очаге. Каждый из указанных факторов, в свою очередь, включает в себя проблемы второго, третьего и более высоких порядков, что серьезно осложняет решение вопроса генетической связи оруденения с магматизмом. Авторы вполне отдают себе отчет в том, что дополнительно осложняют эту проблему и геотектоническое положение региона, и геодинамическая история его формирования, и формационная принадлежность его рудных тел, и глубина эрозионного среза, и минерализация, генетически связанная с дайковыми свитами (дорудными, рудными и пострудными).

В изучении геологии рудных полей существует два практически противоположных подхода. Первый основан на геолого-структурном изучении месторождений рудного поля и в зависимости от полученных результатов позволяет давать прогнозную оценку поля, т.е. по принципу от известного к неизвестному. Второй метод базируется на детальном исследовании минералого-геохимических и петрохимических закономерностей интрузивных (обычно гранитоидных) тел и на основании выявленных генетических связей намечать перспективные участки.

На площади Синюхинского рудного поля и в его районе выявлено четыре разновозрастных гранитоидных интрузивных тела [1]: Саракокшинский (среднекембрийский, 509 млн. лет), Инской массив (позднеордовикско-силурийский, 233–456 млн. лет), турочакские тела рудного поля (силурийские, 237–440 млн. лет), массив Цыган (средний девон, 266–342 млн. лет). Согласно геохимической классификации Л.В. Таусона, гранитоиды Саракокшинского плутона, Инского, массива Цыган относятся к производным щелочных базальтоидных магм. Саракокшинские породы соответствуют плагиогранитам толеитового ряда, инские – гранитоидам андезитового ряда, цыганские – латитового ряда; турочакские тела рудного поля не находят точного места в геохимической типизации гранитоидов Л.В. Таусона и располагаются между гранитоидами, представляющими кислые

дифференциаты базитовой магмы и палингенными гранитоидами щелочного ряда. Каждый из выделенных геохимических типов гранитоидов, по данным Л.В. Таусона, имеет свою потенциальную рудоносность. Магматические расплавы, формировавшие описываемые тела, были обогащены летучими, о чем свидетельствует обилие газово-жидких включений в акцессорных минералах, наличие таких акцессорных минералов, как топаз, турмалин, флюорит, апатит и др. В составе флюидов доминирующую роль играли F, Cl, B, CO_2 и H_2O. Поэтому с точки зрения насыщенности летучими магматические расплавы характеризовались потенциальной возможностью эманационного концентрирования редких и рудных элементов в остаточных расплавах.

Из многочисленных критериев установления генетической связи оруденения с магматизмом авторы выбрали минералого-геохимические и петрохимические, абстрагируясь от отмеченных выше других критериев, в ряде случаев заметно доминирующих.

1. Минералогические критерии. Акцессорные минералы гранитоидов включают такие самородные минералы как золото, медь, серебро, свинец, олово, ртуть, феррит, висмут, мышьяк, сурьма, из числа которых наиболее важно золото, присутствующее в породах массивов Инского и Цыган. В саракокшинских породах и турочакских телах рудного поля оно не встречено. В породах массива Цыган акцессорное золото отмечается в локальных участках, приуроченных к пегматоидным шлирам.

2. Геохимические критерии включают в себя характер распределения редких элементов, типоморфных для золоторудных месторождений. Для выяснения интенсивности выноса использован коэффициент контрастности $K_{контр} = (C_{max} - C_{min})/C_{min}$ в %, где C_{max} – максимальное содержание элемента, C_{min} – минимальное содержание. К геохимическим критериям относится также распределение редкоземельных и радиоактивных элементов, из которых. Eu, Tb, Yb, Lu фиксируются в кларковых количествах, а Sm и Ce близки к кларку. Предложенное Ю.Г. Щербаковым [3] применение для разделения продуктивных и безрудных на Au гранитоидов отношения Ni:Co(в магнетите)/Ni:Co(в граните) в породах Синюхинского рудного поля не дает четких результатов.

3. В качестве петрохимических критериев были использованы модули Б.Н. Пермякова и рассчитана формула Ю.Б. Марина, Г.Т. Скублова и Б.Г. Вайнштейна [2], однако более четкие результаты дали рассчитанные модули Б.Н.Пермякова, согласно которым Саракокшинские породы характеризуются золото-полиметаллической и полиметаллической потенциальной рудоносностью, инские – золото-молибденовой, турочакские тела рудного поля – молибденовой, массива Цыган – вольфрамовой и сульфидно-флюоритовой. Таким образом, на основании минералого-геохимических и петрохимических критериев золотогенерирующими являются породы Инского массива, в меньшей степени массива Цыган и, возможно, комагматы последнего – турочакские тела рудного поля.

Полученные выводы хорошо подтверждаются эмпирической геолого-структурной связью золотого оруденения в пределах Синюхинского рудного поля с Инским интрузивом. Следует, однако подчеркнуть, что указанные критерии не гарантируют формирования промышленного оруденения, а лишь фиксируют потенциальную рудоносность интрузивов. Только в совокупности с другими факторами, отмеченными выше, возможно формирование золоторудной минерализации.

Метод абстрагирования при изучении сложных проблем представляет единственно возможный путь исследования. Лишь последовательно изучая отдельные составные части процесса можно постигнуть весь сложный механизм формирования рудных месторождений и выяснить связи магматизма и оруденения.

Литература

1.Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла (северо-восточная часть Горного Алтая).// Геология и геофизика. 1994. № 11.– С.28–40.

2. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра. 1985. 511с.
3. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука. 1974. 280с.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА ГРАНИТОИДОВ ТУРОЧАКСКОГО КОМПЛЕКСА СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

К.Л.Новоселов
Томский политехнический университет, г. Томск

В пределах Синюхинского скарново-золоторудного поля, а также в его районе, широко развиты пространственно сближенные разновозрастные гранитоидные массивы, прорывающие эффузивно-осадочные отложения нижнего и среднего палеозоя. Магматизм, в том числе гранитоидный, изучался в разные годы многими исследователями [2, 3, 5]. Однако, вопросы генезиса гранитоидных массивов, условий их формирования и становления во многом остаются дискуссионными и в настоящее время. По результатам последних геолого-съемочных работ магматические образования района объединены в несколько интрузивных комплексов, среди которых выделен силурийский гранитовый, именуемый также как турочакский гранит-лейкогранитовый [2]. На площади рудного поля к данному комплексу отнесено небольшое штокообразное тело площадью от 0,5 до 5,0 кв. км, вскрытое группой скважин. В качестве петротипа комплекса принят крупный Турочакский плутон, расположенный в 50 км северо-восточнее рудного поля.

В петрографическом отношении гранитоиды Турочакского плутона и одноименного массива рудного поля достаточно близки и представлены субщелочным двуполевошпатовым лейкогранитом, субщелочным двуполевошпатовым гранитом, низкощелочным гранитом. Граниты в различной степени калишпатизированы и альбитизированы. Химический состав турочакских гранитов рудного поля и плутона не имеет резких различий: для них характерен плюмазитовый уклон, высокая кремнеземистость, повышенное содержание щелочей, при этом турочакские граниты рудного поля имеют существенно натровую специализацию (Na:K>2), а в аналогичных породах плутона K доминирует над Na.

Различные физико-химические условия формирования гранитоидного плутона и массива рудного поля нашли отражение в закономерностях распределения акцессорного магнетита, в его кристалломорфологии и в особенностях поведения в нем примесных элементов.

Присутствует магнетит в породах интрузивов в двух генерациях. Ранний магнетит 1 в соответствии с изобарным потенциалом ΔZ_T выделился в стадию мезокристаллизации расплава, после кристаллизации породообразующих минералов. Появление магнетита 2 обязано процессу хлоритизации биотита. Химический состав позднего магнетита отличается от раннего более высоким содержанием якобситового минала и низким – ульвёшпинелевого. В количественном отношении доминирует магнетит 1, в связи с чем ниже приводится характеристика магнетита без разделения его на генерации.

Во всех разновидностях гранитов Турочакского плутона распространен магнетит равномерно как в вертикальном разрезе его, так и по латерали, и среднее содержание не превышает 1530,5 г/т – 1645 г/т. Аналогичные породы турочакского тела рудного поля отличаются обилием магнетита, и содержание его почти втрое выше в сравнении с грани-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тами петротипа. Резкое различие в количестве данного акцессория объясняется различным режимом кислорода, щелочностью расплава, возможно, карбонатным составом пород рамы, вмещающих турочакские граниты рудного поля.

Кристалломорфология магнетита довольно однотипна: октаэдры или комковатые зерна, последние преобладают в турочакских гранитах рудного поля. В гранитах Турочакского плутона наиболее обычны антискелетные кристаллы {111} с большим количеством треугольных наслоений на гранях.

В полированных "шашках" внутреннее строение кристаллов магнетита характеризуется однородностью и представляется закаленной фазой, структуры распада твердого раствора отсутствуют, лишь с периферии его зерен в турочакских гранитах рудного поля отмечаются пластинки гематита. Отсутствие структур распада – явление для акцессорного магнетита сравнительно редкое, и закаленная фаза его автором объясняется процессом быстрого охлаждения расплава, например, в зонах контакта с вмещающими породами.

Химический состав магнетита турочакских гранитов рудного поля отличается от такового плутона наличием CaO, MnO и большим количеством TiO_2, что нашло отражение в их кристаллохимических формулах (таблица).

Спектральным количественным анализом в составе магнетита установлен широкий спектр примесных элементов. По данным В.К.Чистякова [6] присутствие элементов-примесей в магнетите обязано включениям других минеральных фаз, в том числе и образующим структуру распада твердого раствора. Учитывая однородность магнетитовой матрицы, автором подавляющая часть примесных элементов рассматривается как

Химический состав магнетита турочакских гранитов
Синюхинского рудного поля и Турочакского плутона (вес. %)

Породы	FeO	Fe_2O_3	MnO	TiO_2	Cr_2O_3	CaO	Al_2O_3	SiO_2	Σ
1.Субщелочной двуполевошпатовый гранит (рудное поле)	30,5	65,7	0,35	3,31	0,15	0,04	0,00	0,06	100,1
2.Субщелочной двуполевошпатовый лейкогранит (Турочакский плутон)	30,8	68,6	–	0,28	0,09	0,00	0,05	0,08	99,9

Кристаллохимические формулы магнетита:

1. $(Fe^{2+}_{0,94},Mn_{0,04},Ca_{0,02})_{1,0}(Fe^{3+}_{1,88},Ti_{0,15},Cr_{0,04})_{2,03}\cdot O_4$
2. $Fe^{2+}_{0,99}(Fe^{3+}_{1,99},Ti_{0,008},Cr_{0,02},Al_{0,001})_{2,0}\cdot O_4$

Примечание. Химические анализы приведены средние по 3 пробам; выполнены на микроанализаторе CAMEBAX–MICRO в ИГН СО РАН, г. Якутск.

изоморфная в кристаллической решетке минерала-хозяина. Элементы-примеси объединены в две группы, характеризующие соответственно химизм базальтоидных магм и сиалических. В первую группу отнесены сидерофилы Ti, V, Co, Ni, Cr, а также халькофил Cu; во вторую – литофилы Zn, Sn, Pb, Ga, Ge Y, Nb, Zr. Элементы семейства железа, а также Cu, Zn создают наибольшие концентрации в магнетите турочакских тел рудного поля, в магнетите гранитов Турочакского плутона доминируют элементы-примеси сиалических магм. Вычисленный коэффициент Ni:Co в магнетите гранитов рудного поля вдвое превышает соответствующее отношение в магнетите плутона. Сравнивая содержание примесных элементов с приведенными средними величинами для акцессорного магнетита гранитов В.В. Ляховичем [4], отметим обедненность описываемых магнетитов V, Cr, Cu, Sc, Nb; такие элементы, как Ni, Zn в магнетите турочакских гранитов рудного поля и Sn, Zn, Ga, Ge в соответствующем минерале Турочакского плутона, создают концентрации, в

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

1,5 – 2 раза превышающие средние данные. Отмеченные особенности указывают на специфику химизма магматических расплавов района, и положительную геохимическую специализацию турочакских гранитов рудного поля на Ni, Zn, а гранитов Турочакского плутона – Sn, Zn, Ga, Ge.

Таким образом, особенности кристалломорфологии магнетита, содержание его, закономерности распределения, примесные элементы указывают на различный химизм родоначальных магматических расплавов. Акцессорный магнетит турочакских гранитов рудного поля унаследовал черты химизма базальтоидной магмы, а магнетит Турочакского плутона указывает на сиалическую природу расплава. Состав магнетита турочакских гранитов рудного поля и Турочакского плутона весьма близок по содержанию TiO_2, Cr_2O_3, MnO к составу акцессорного магнетита, приведенному В.А. Вахрушевым [1] для интрузивных пород базитовой и сиалических магм Алтае-Саянской складчатой области. Развитые на площади рудного поля мелкие гранитоидные массивы, видимо, представляют собой кислые дифференциаты базитового расплава, не комагматичны с Турочакским плутоном, который по своей природе соответствует палингенным гранитам батолитового типа.

Литература

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их генетическое значение // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука. 1982. –С.135–140.
2. Гусев А.И. Интрузивный магматизм Синюхинского золоторудного узла (северо-восточная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. 1994. № 11. С.28–40.
3. Лузгин Б.Н. Скарнообразование и калиевый метасоматоз в Синюхинском рудном поле (Горный Алтай) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1987. №3. С.24–34.
4. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра. 1979. 196с.
5. Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука. 1974. 280с.
6.Чистяков В.К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит // Геохимия. 1970. №2. С.217–227.

НЕОБЫЧНАЯ ФОРМА ПРИРОДНЫХ И ИСКУССТВЕННО ВЫРАЩЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА

А.Я. Пшеничкин
Томский политехнический университет, г. Томск

В природных условиях и при искусственном выращивании кристаллы пирита приобретают нередко не свойственную им форму.

Так в послерудном карбонатном прожилке Коммунаровского золоторудного месторождения были обнаружены необычные удлиненные кристаллы пирита [7]. Прожилок, мощностью 1-1,5 см, сложен параллельно шестоватыми агрегатами кальцита, которые перпендикулярны стенкам трещины. Вдоль шестоватых зерен кальцита ориентированы вытянутые кристаллики пирита, которые в большинстве случаев прикреплены более острым концом ("ножкой") к лежачему контакту трещины. Это хорошо видно после протравливания кальцита в HCl. Размер кристаллов по оси удлинения 0,1-1 мм, реже 2 мм. Коэффициент удлинения (Ку = длина/ширина) 1,2-15 и более. На удлиненных кристалликах пирита видны отпечатки кальцита, следы замещения зерен кальцита пиритом или происходит обрастание шестиков кальцита пиритом. Это указывает на более позднее отложение пирита по отношению к кальциту.

По морфологическим особенностям выделяются следующие группы кристаллов

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

пирита (рис. 1: а-щ).

1. Изометрические (а-д) с Ку=1-1,2. Эти кристаллы являются более ранней генерацией, т.к. к ним прирастают удлиненные пириты (а-в). Габитус кристаллов пентагондодекаэдрический, куб-пентагондодекаэдрический. Грани развиты обычно неравномерно и покрыты комбинационной штриховкой.

2. Призматические (е-и, х) размером 0,2×0,05 - 0.7×0,2 мм. Облик кристаллов тетрагональный (е-и) или ромбический (к:, л).

3. Игольчатые (а, б, м-ф) размером 0.2×0,01-2×0,2 мм с Ку до 20. Они наиболее распространены. Представлены комбинацией граней {200}, {210} и {Ш}. Облик кристаллов тетрагональный, реже - ромбический. Они линейны (м-р), изогнуты под разными углами (с, р, м), кривогранны (у, ф). Удлинение кристаллов может идти по всем трем направлениям (м). Грани покрыты чаще штриховкой роста.

4. Пластинчатые (ч, ц) и футлярообразные (ш) кристаллы толщиной до 0,02 мм. Встречаются довольно часто. Грани {100} покрыты лестничной послойной неравномерной штриховкой роста, передвигающейся по направлению роста кристалла.

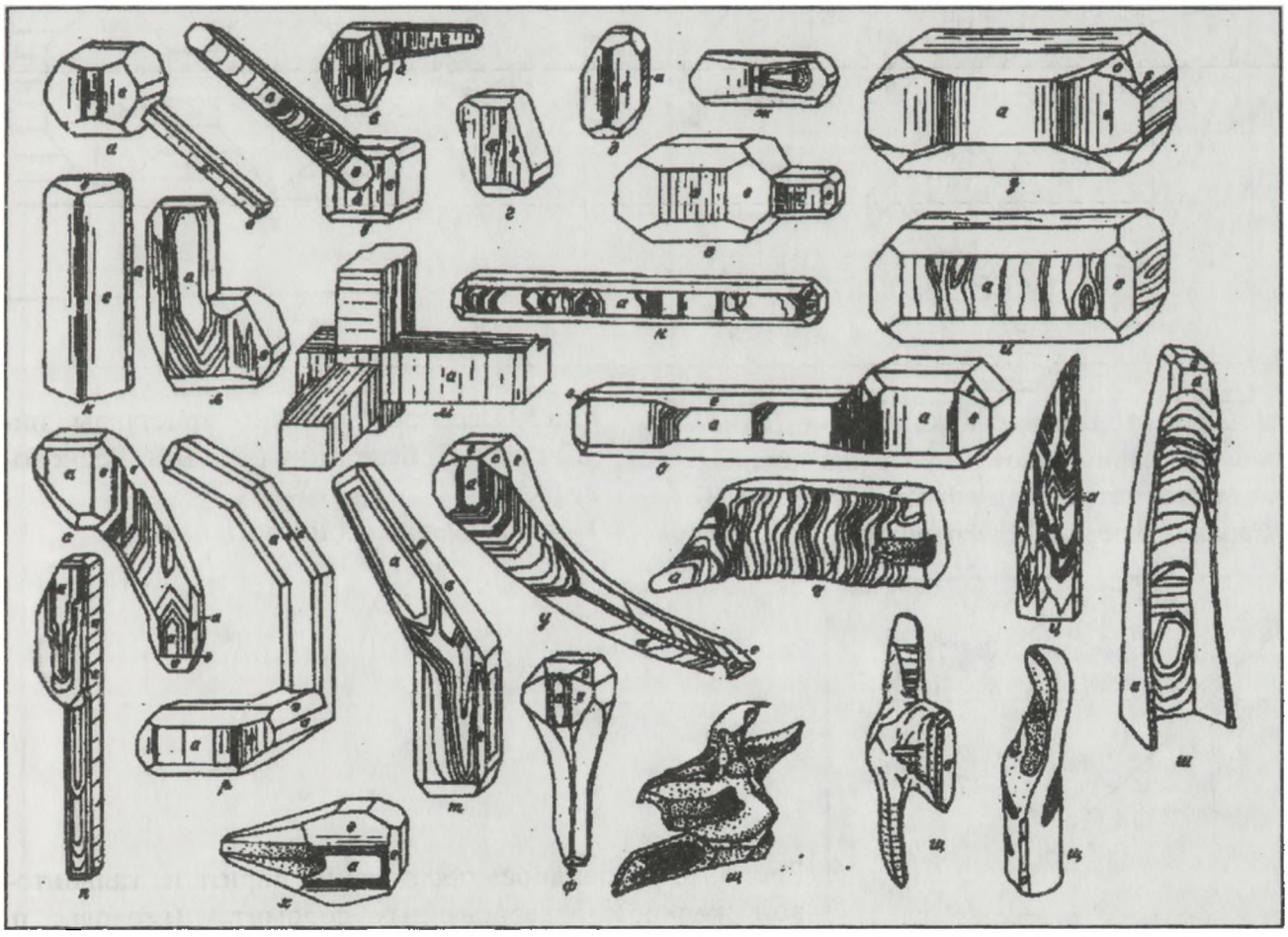


Рис.1 Морфологические разновидности кристаллов пирита из кальцитовой жилки Коммунаровского рудного поля. Формы: a{100}; e {210}; o {111}; s {321}

5. Цилиндрические и неправильной формы (щ), встречаются также часто. Они вытянуты или представляют довольно сложный агрегат. На них появляются грани {100} и они всегда несут отпечатки зерен кальцита.

Причинами, вызвавшими рост удлиненных кристаллов пирита, явились симметрия среды (параллельно шестоватые агрегаты кальцита) и симметрия питающего раствора (медленное однонаправленное поступление раствора по межзерновому пространству

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

кальцита) [4, II, 12]. Рост кристаллов осуществлялся в сторону наиболее сильных связей (направление [[100]]), с которым совпадает главное кристаллографическое направление [6]. В кварцеворудных телах золоторудных месторождений часто встречаются своеобразные кристаллы пирита (рис. 2), образование которых происходит за счет неравномерного развития граней (а, в), присутствия в комбинациях не всех граней и своеобразной скульптуры граней при многоцентровом послойном росте слойков роста (г).В осадочных породах и слабо метаморфизованных сланцах, а также в околорудных метасоматитах и рудных телах ряда золоторудных низкотемпературных месторождений часто отмечаются кристаллы пирита в виде тупых или острых ромбоэдров (рис. 3). Здесь не встречаются кристаллы в виде пентагондодекаэдров, и на гранях куба не отмечается комбинационная штриховка в трех направлениях [3], столь характерная для гидротермальных высокотемпературных и акцессорных пиритов.

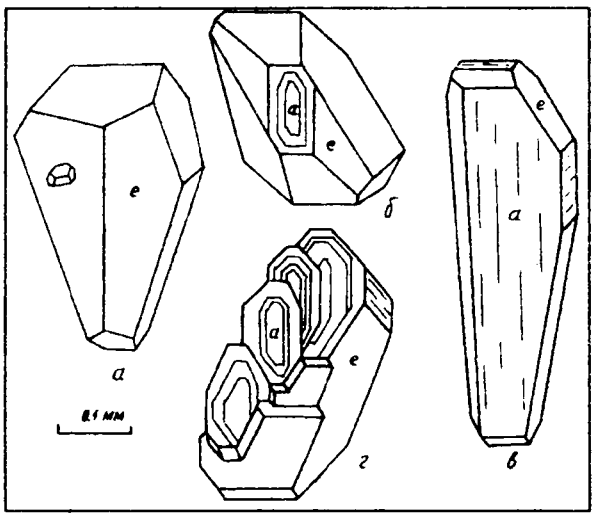


Рис.2 Некоторые морфологические разновидности кристаллов пирита из рудных тел месторождений: а - Калиостровское, б - Саралинское, в,г - Балахчинское.

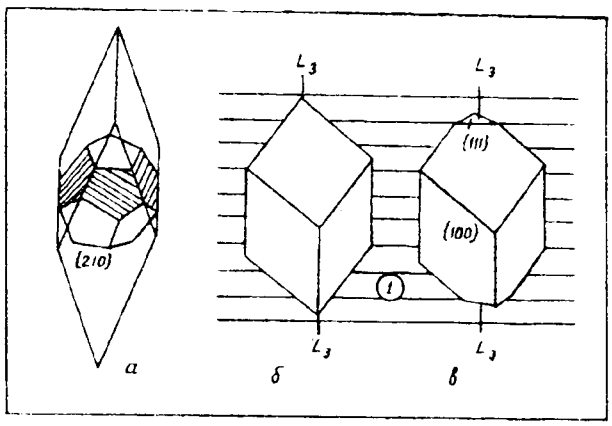


Рис.3.Псевдоромбические кристаллы пирита по А.Г. Бетехтину (а) и Б.В. Чесноковy (б, в).
1 - направление слоистости пород.

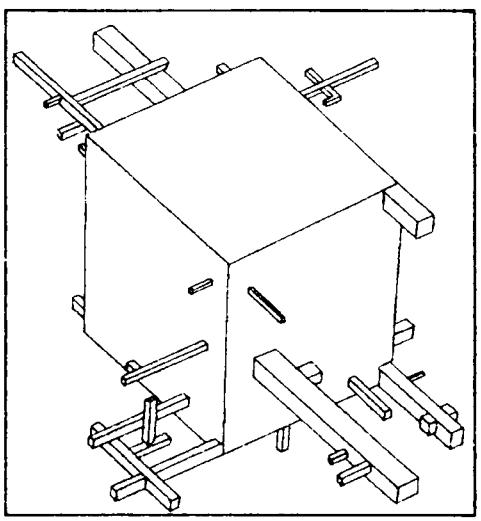


Рис. 4. «Друзовидное» образование пирита из кальцитовой жилки в окварцованных доломитах (верховье р. Бырранга, Таймыр). Размер кристалла 0,5 см

Образование ромбоэдрических кристаллов объясняют или неравномерным развитием граней пентагондодекаэдра [1] (а), или положением кристалла относительно слоистости пород [10], когда одна из осей L_3, перпендикулярна слоистости пород (б). У подобных кристаллов на выходе L_3 часто появляется "пинакоид", параллельный слоистости

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

пород (в). Автором и Баулисом Петером [13] образование подобных кристаллов пирита объясняется тем, что эти пириты являются тригональной полиморфной модификацией FeS_2. Подобные пириты, как правило, оптически анизотропные. Модель структуры пирита, предложенная У.Х и У.Л. Брегтами [2], имеет только одну ось Б3 и других элементов симметрии не имеет.

Необычные "друзы" кристаллов пирита (рис.4). были выявлены после протравливания прожилка кальцита в HC1 из окварцованных доломитов (верховье р.Быранга, Таймыр). Наряду с хорошо образованными кубическими кристаллами, размером 0,1-3 мм, были обнаружены друзовидные образования, где на основном кубическом кристалле наросли удлиненно-призматические (Ку=5-14) тетрагонального облика кристаллы пирита. Грани {100} как основного кристалла, так и игольчатых покрыты тонкой послойной штриховкой роста. Характерной особенностью этих "друз" является то, что удлиненно-призматические кристаллы нарастают как перпендикулярно граням куба основного кристалла, так и перпендикулярно граням куба удлиненных кристаллов, давая 1-4 и более поворотов нарастания удлиненных кристаллов.

При искусственном выращивании пиритов наряду с изометрическими образуются удлиненные и пластинчатые кристаллы. Так при изучении продуктов опытов по перекристаллизации пирита [8] в 2 М растворе NH_4Cl в автоклавах при разных температурах и времени перекристаллизации [5] оказалось следующее (рис. 5: I-VIII).

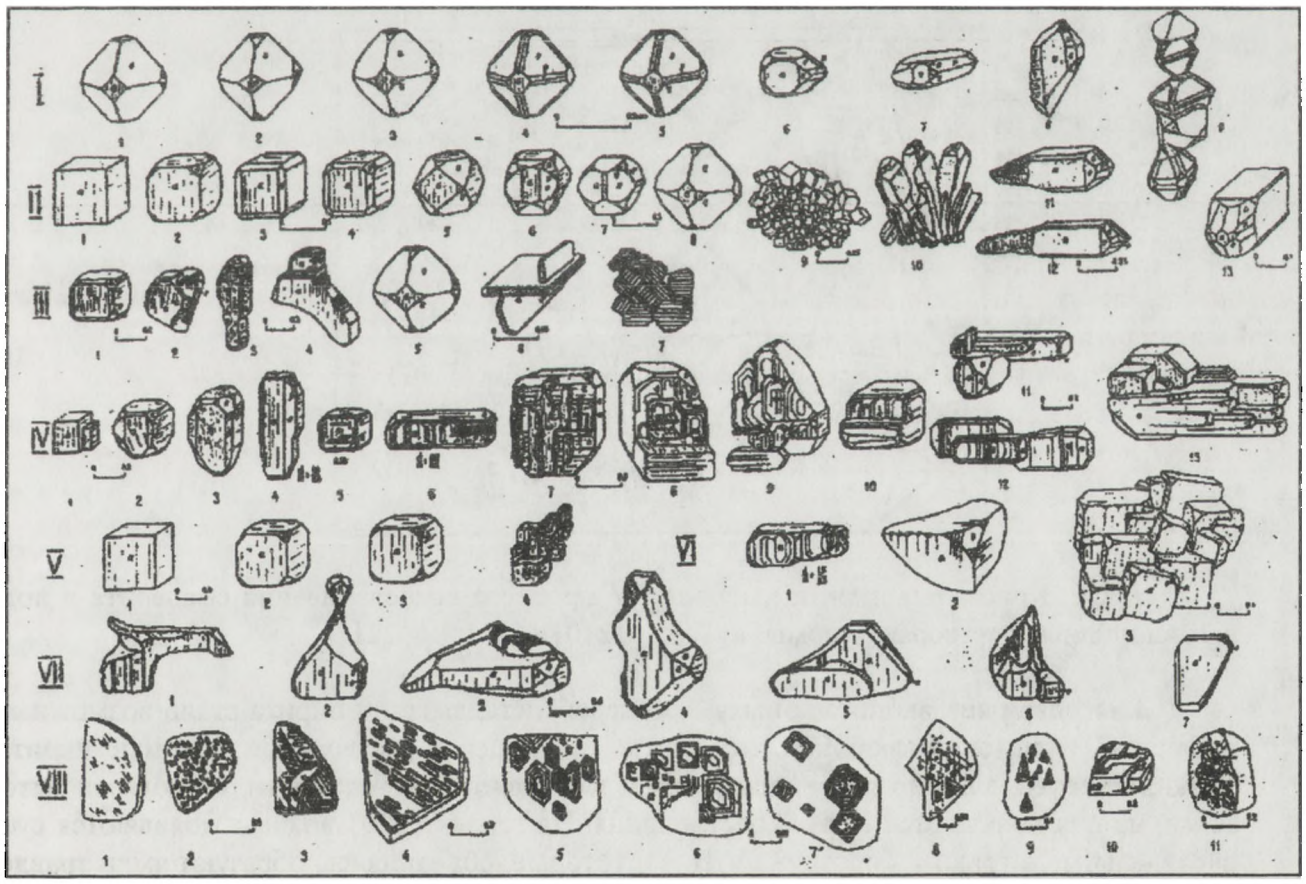


Рис. 5 Морфология искусственно выращенных кристаллов пирита.
I-VIII – номера опытов. Формы: a {100}, e {210}, o {111}, p {221}

При 8-ми часовом опыте и t=404^{0}C кристаллы пирита растут в основном в форме октаэдров со слабо развитыми гранями {100}, {210}, {221}, образуя одиночные кристаллы (1:1-5) или их цепочки (1:9). Иногда грань {100} становится габитусной в случае роста

удлиненных кристаллов (I:7,8).

С увеличением времени опытов (24, 28, 43 часа) октаэдрические кристаллы сменяются кубическими (11-VI) и удлиненными псевдотетрагональными, при этом часто образуются друзовидные пириты (11:10-13, IV:4,6,11-13). Образование удлиненных кристаллов обусловлено симметрией среды. При этом в силу геометрического отбора интенсивно росли кристаллы, ориентированные [100] перпендикулярно стенкам автоклава [6]. На кубических и псевдотетрагональных кристаллах постоянно образуются слабо развитые грани {100}, {Ш}, {221}. Иногда грани {111} и {210} становятся габитусными (11:5-8, 111:5). Нередко образуются тонко пластинчатые кристаллы (111:6).

При температуре опыта 490° С и времени 30 часов образуются только кубические кристаллы, нередко осложненные слабо развитыми гранями {111} и {221} (V-VI). Акцессорная грань {221} постоянно присутствует в комбинациях искусственно выращенных кристаллов пирита, тогда как на кристаллах из золоторудных и других типов месторождений она отмечается эпизодически.

В момент "закалки" автоклава образуются пириты 2-й генерации, которые нарастают на ранее образованные кристаллы в виде друз мелких кристалликов (0,01-0,1 мм) (11:9,10) или в виде "пластинок", находящихся в двойниковом положении (типа "железный крест") к основному кристаллу (IV: 5-9).

Грани кристаллов всегда несут разнообразную штриховку роста и вицинальные образования. А одновременный рост соприкасающихся удлиненных кристаллов приводил к образованию индукционных граней сложной формы (11:10-12).

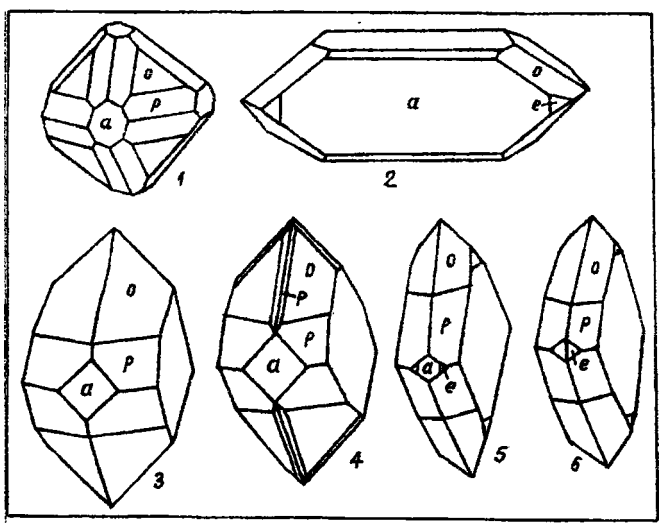


Рис.6. Кристаллы пирита выросшие в процессе выщелачивания сфалерита в водных хлоридных растворах. Формы: a{100},e{210},o{111}, p{221}.

Благодаря неудавшимся опытам по перекристаллизации пирита стало возможным наблюдать следующие любопытные факты. В процессе растворения обломки пирита, имеющие первоначально раковистый излом и блестящие поверхности, становятся матовыми, на них появляются формы растворения. На гранях {100} вначале появляются субпараллельные штрихи и бороздки (VIII: 1), которые, объединяясь, образуют ямки травления псевдоромбической или прямоугольной формы (VIII:2-7). На гранях {111} ямки травления имеют треугольную форму (VIII-.9). Ребра фигур травления отвечают ребрам [100]:[111]. Нередко на гранях появляются положительные формы {VIII:9-II) или обломки пирита окристаллизовываются вплоть до появления отдельных граней и их комбинаций (VII: 1-7).

Изучение конечных продуктов опытов А.А. Масаловича (1973) по выщелачиванию сфалерита в водных хлоридных растворах при t=165-470° С и времени 73-190 часов выяв-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лено следующее. Во всех опытах на спайных частях растворяющегося сфалерита появляются мелкие (0,01-0,05 мм, реже - более) кристаллики пирита, количество и размер которых увеличивается с продолжительностью опыта. Одиночные или друзовидные кристаллики пирита вырастают или на конусовидных бугорках протравленной поверхности сфалерита, или на неровностях трещинок, проявившихся по спайности. Все кристаллы прикреплены к бугорку одной из осей L_2 и часто одинаково ориентированы.

При выщелачивании только сфалерита (t-242-349^{0}C, время 94-165 часов) образуются кристаллы пирита октаэдрического габитуса в комбинации с {100}, {211} или {210} и {110} (рис.6,1). С увеличением времени и температуры выщелачивания на сфалерите появляются пластинчатые кристаллы пирита размером до 0,3×0,1×0,01 мм псевдоромбического облика, на которых, кроме неравномерно развитых граней {100}, присутствуют грани {111}, иногда слаборазвитые грани {210} (рис. 6, 2).

При выщелачивании сфалерита при t=165-470°C и времени 73-190 часов в присутствии зерен пирита (в соотношении 1:1 или 1:2) на сфалерите вырастают пириты в форме кубов со слабо развитыми гранями {111}, реже {210} или пластинчатые копьевидные (субоктаэдрические) кристаллы при более низких температурах и меньшем времени выщелачивания (рис. 6: 3-6). Грани {100} {111}, {210} {221} неравномерно развиты и часто присутствуют не все в комбинациях.

Таким образом, изучение искаженных кристаллов пирита (природных и искусственно выращенных) дает возможность судить об условиях кристаллизации минерала и может способствовать решению генетических вопросов формирования месторождений.

Литература

1. Бетехтин А.Г., Кутюхин П.И. Пирит // Минералогия Урала. М.:Изд. АН СССР. Т.2,1941. С.324-365.
2. Брегг У.Х., Брегг У.Л. Рентгеновские лучи и строение кристаллов. М.:Космос, 1916.234с.
3. Вернадский В.И. О комбинационной штриховке кристаллических граней // Известия АН, 1907, '10. С.304-306.
4. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Львов: Изд. Львовск. ун-та, 1961. 284с.
5. Масалович А.М. Перекристаллизация пирита в водных растворах хлоридов// Минералогия и минералогич. кристаллогр. Свердловск: Изд. Свердл. горн. ин-та, 1971. С.203-208.
6. Мелентьев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и агрегатов. М.: Наука, 1971.198с.
7. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф. Призматические и игольчатые кристаллы пирита из Коммунаровского золоторудного поля// Минералы и парагенез. минер. гидротерм, месторожд. Л.: Наука 1974. С.46-51.
8. Пшеничкин А.Я., Коробейников А.Ф., Масалович А.М. Кристалломорфология искусственного пирита и распределение в нем золота// Записк. ВМО, ч. 106, вып. 4., 1977. С.469-474.
9. Пшеничкин А.Я. О сингонии пирита// Минералогия, геохимия и полезн. ископ. Сибири. Вып.1. Томск, 1990. С.55-60.
10. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.:Недра, 1974.104с.
11. II. Шафрановский И.И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды// Зап. ВМО, ч.83, вып. 3, 1954. С.198-21 1.
12. Шафрановский И.И. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 322с.
13. Bayliss Peter. Cristal structure refinement of Weakly anisotropic pyrite//Amer. Miner. Vol.62,' 11-12, 1977. P.I 168-1172

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ (ЮЖНЫЙ КУЗБАСС)

Салихов В.А.
Сибирский горно-металлургический университет, г.Новокузнецк

Проблема прогноза мелкоамплитудных тектонических нарушений при отработке угольных пластов в сложных горно-геологических условиях является в настоящее время актуальной, так как с дизъюнктивной тектоникой часто связаны повышенное метановыделение в горные выработки, внезапные выбросы угля и газа, а также другие опасные газо- и геодинамические явления, отрицательно влияющие на безопасность проведения горных выработок и на технико-экономические показатели угледобычи.

Мелкоамплитудные тектонические нарушения практически не вскрываются в процессе геолого-разведочных работ. Применяемые методы прогноза (графо- аналитические, вероятностно- статистические, геофизические, тектонофизические) не всегда обеспечивают необходимую достоверность. Это связано с большим числом параметров, влияющих на формирование разрывных нарушений, с трудоемкостью выполнения массовых замеров элементов тектоники и некоторыми другими причинами.

Необходимо также отметить, что при использовании различных методик почти не рассматриваются вопросы, связанные с глубинной дегазацией недр, поставляющей потоки флюидов различного состава по проницаемым зонам в тектонически нарушенные участки угольных пластов. Подобные процессы должны особенно проявляться в угольных бассейнах сложного тектонического строения (таких, как Кузбасс), где кроме того отмечается сопряженность древних и неотектонических структур [1]. По мнению ряда исследователей [2, 3], при активизации глубинных разломов по ним в тектонически проницаемые участки поступали углеводородные, сернистые и другие флюиды, которые привносили туда тяжелые металлы, относящиеся к группе переходных. Внешний d подуровень этих металлов не заполнен электронами (до 10), вследствие чего они легко образуют простые, двойные и тройные связи с атомами углерода [4]. Таким образом, переходные металлы - Cu, Ti, Zn, Co, Ni и другие, могли поступать в составе комплексных металлоорганических соединений в тектонически нарушенные участки угольных пластов и формировать геохимические аномалии.

Для разработки методики прогноза малоамплитудных тектонических нарушений по геохимическим аномалиям на шахтах Нагорная и Аларда (Южный Кузбасс) проведено изучение распределения содержаний ряда переходных металлов.Опробование проведено в проницаемом и экранируемом крыльях четырех дизъюнктивов (взбросов) в интервалах 0, 2, 5, 10, 20, 40, 60, 80 и 100 метров на удалении от нарушения. Содержание переходных металлов в углях определялось спектральным полуколичественным анализом, содержание Al, Ca, Mg, Na и Si (как возможных компонентов флюидов) - спектральным количественным анализом, а общее содержание серы - химическим весовым анализом. В результате проведенных исследований получены следующие результаты.

По поведению в зонах тектонических нарушений исследуемые переходные металлы можно условно разбить на четыре группы.Элементы первой группы (Ti, Zr, Y, Co и Ge) образуют устойчивые положительные аномалии в интервале 0-10 м от нарушения, далее в интервале 10-20 м наблюдаются аномально низкие содержания ("зона выноса"), а затем, в интервале 20-100 м металлы присутствуют в содержаниях, близких к фоновым. Причем, у Y, Co и Ge эти содержания в экранируемом крыле дизъюнктива ниже, чем в проницаемом, что подтверждает предположение о поступлении в тектонические зоны угольных пластов глубинных флюидов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Элементы второй группы (Zn и Sr) образуют незначительно повышенные концентрации в интервале 0-10 м, затем в интервале 10-20 м наблюдается зона выноса, а в интервале 20-100 м содержания этих элементов значительно увеличиваются. Это может объясняться высоким содержанием цинка и стронция в исходных углях и относительно незначительным поступлением в составе флюидов, то есть эти металлы образуют в целом отрицательные аномалии.

Элементы третьей группы представлены Cu, Pb, Mn, Mo и Ni. Они дают отдельные положительные пики содержаний в интервале 0-10 м от нарушения, но могут образовывать подобные аномалии и в других участках угольного пласта,то есть они не имеют устойчивого и определенного характера распределения. Следовательно, эти элементы могли присутствовать и в исходных углях и в составе привносимых флюидов. Вероятностный характер распределения не позволяет использовать их в качестве индикаторов тектонических нарушений.

Элементы четвертой группы (Ag и Cr) присутствуют в относительно выдержанных концентрациях на всем протяжении угольного пласта, что может свидетельствовать о незначительном поступлении этих металлов извне. Они также не могут быть индикаторами разрывных нарушений. Анализ содержаний Al, Ca, Mg, Na и Si показал, что наблюдается определенная корреляционная зависимость между изменениями Al, Mg, Na, Si и элементов первой группы, являющихся индикаторами тектонических нарушений. Это может служить подтверждением совместного поступления этих элементов в составе флюидов в тектонически нарушенные участки угольных пластов. Кальций коррелируется с элементами-индикаторами в меньшей степени. Вероятно, в большей своей массе, он поступал позже, в углях часто наблюдаются вторичные прожилки кальцита. Результаты химического анализа серы показали, что ее содержание значительно выше в проницаемом крыле нарушения, чем в экранируемом.Это может являться подтверждением привноса именно сернистых флюидов.

Таким образом, полученные результаты могут служить подтверждением гипотезы о привносе глубинных флюидов в зоны нарушений угольных пластов, а выявленные элементы-индикаторы разрывных нарушений могут быть использованы для разработки методики прогноза мелкоамплитудных тектонических нарушений по геохимическим аномалиям.

Литература

1. Влияние новейшей тектоники на условия разработки угольных месторождений Южного Кузбасса / В.В. Макеев, В.И. Макаров, Е.А. Макеева, Г.В. Якин // Геоэкология. - 1993. - N 6. - С. 86 - 93.
2. Геохимические основы прогноза динамических явлений в подземных выработках / А.Е. Пережилков, Е.Я. Диколенко, П.А. Коченов и др. // Горно-информ. анал. бюллетень СГМУ. - 1995. - N 2. - С. 29-47.
3. Иванкин П.Ф. Петролого-геохимическое обоснование природы выбросоопасных углей // Безопасность труда в горной промышленности. - 1993. - N 9. - С. 10-14.
4. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. - М.: Недра, 1988. - 254 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ТЕМПЕРАТУРАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДАХ В КВАРЦЕ СОРСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.Н. Сальников, Е.В. Лукьянова
Томский политехнический университет, г. Томск

Метод синхронного измерения электромагнитного излучения с акустической эмиссией ранее предложен был нами с целью определения температур минералообразования и

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

полиморфных превращений [1]. Для определения температур минералообразования и полиморфных превращений методами электропроводности, термостимулированного тока и электромагнитной эмиссии были подобраны образцы кварца различных стадий минерализации из Сорского медно-молибденового месторождения. Пластинки кварца выпиливались из аналогичных штуфов проб, которые ранее служили материалом для исследования температур минералообразования методом синхронного измерения электромагнитной и акустической эмиссии.

Из работ В.И. Сотникова и А.П. Берзиной [2] известно, что температура гомогенизации газово-жидких включений для кварца первой стадии минерализации определена в пределах 400-430 ^{0}С, второй стадии - 220-470 ^{0}С и третьей стадии - 230-400 ^{0}С.

Кварц I крупнозернистый, серовато-белый, полупрозрачный, часто со стеклянным блеском, слагает жилы ранней стадии в ассоциации с калишпатом, идиоморфным пиритом и, иногда, флюоритом, молибденитом, халькопиритом. В общей массе жильного кварца на его долю приходится примерно 20% [3].

Кварц II среднекрупнозернистый, серовато-белый, полупрозрачный, со стеклянным блеском, нередко с параллельно-струйчатым расположением газово-жидких включений. Он слагает жилки и прожилки продуктивной сульфидно-кварцевой стадии, наиболее развитой на месторождении, а также цемент брекчиевых руд, поэтому его доля в жильном кварце не менее 65-70%. Исследователи отмечают, что кварц II плохо отличается от кварца I и часто диагностируется неуверенно.

Кварц III стадии резко отличается от предыдущих. Он мелко -, тонкозернистый, серый и темно-серый с голубым оттенком от содержания в нем тонкодисперсного молибденита. Слагает маломощные прожилки молибденит-кварцевой стадии (доля его не более 10 %).

Каждый из образцов, выполненных из пробы кварца одной стадии минерализации, имеет свои специфические особенности электропроводности и термостимулированного тока, которые обусловлены количеством точечных и трехмерных дефектов, газово-жидких включений в одинаковом объеме пластинки, подготовленной к эксперименту. В то же время, на кривой проводимости и ТСТ имеется ряд "особых" точек, ответственных за определенный физико-химический процесс, которые несут генетическую информацию. Электропроводность кварца первой стадии минерализации в интервалах гомогенизации, декрепитации и фазовых переходов α-кварца изменяется скачкообразно. Вторая стадия минерализации по электропроводности характеризуется более плавным изменением электропроводности и в интервалах гомогенизации и декрепитации, в основном, идет смена энергии активации от 0,15 до 0,61 эВ при 350^{0}С. Кварц третьей стадии минерализации имеет очень сложную температурную зависимость электропроводности. Так, в момент отделения слабосвязанной воды значение проводимости падает на порядок (70^0 С), затем медленно восстанавливается (90^0 С). Наблюдается скачкообразное изменение тока проводимости. Термолюминесценция зарегистрирована для кварца второй стадии минерализации в области 180-330^0 С, но довольно слабая. Из совокупности графиков по температурной зависимости электропроводности кварца различной стадии минерализации построены области объемной проводимости в интервалах отделения слабосвязанной воды, гомогенизации и декрепитации, полиморфных превращений кварца и перераспределения дефектов в высокотемпературной области.

Температура гомогенизации и декрепитации газово-жидких включений по данным электропроводности для первой стадии минерализации 240-280-360^0 С, для второй 270-350-410^0 С и 290-350-420^0 С для третьей.

На рисунке представлены области температурной зависимости электропроводности кварца различных стадий минерализации из Сорского медно-молибденового месторождения.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

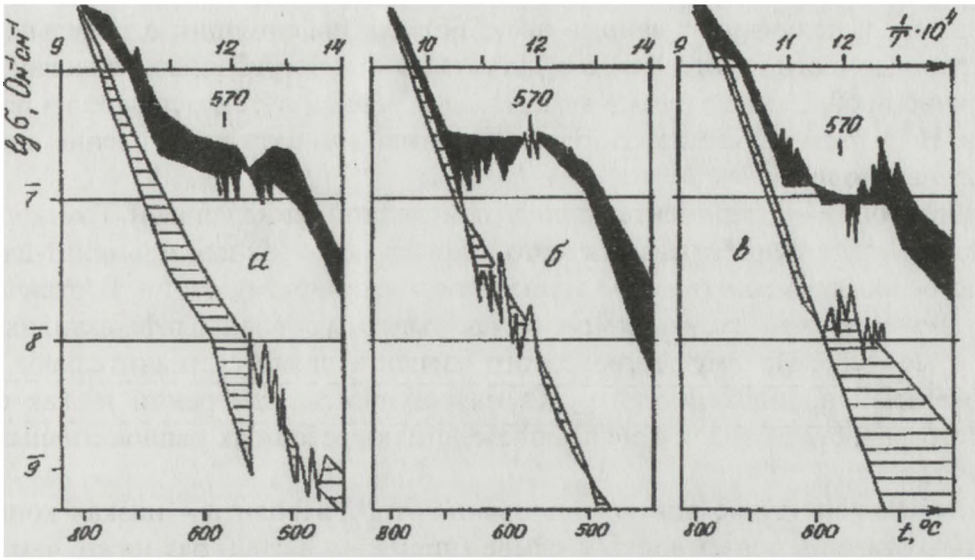


Рис. Температурная зависимость электропроводности кварца различных стадий из Сорского месторождения.

а - первая стадия минерализации; б - вторая стадия минерализации; в - третья стадия минерализации

Литература

1. Заверткин С.Д., Сальников В.Н., Коробейников А.Ф., Страгис Ю.М. Способ определения температур минералообразования и полиморфных превращений. - Авторск. свид. N949445, 1982. Бюлл.N29, ОИПОТЗ.-10 с.

2. Берзина А.П., Сотников В.И. Некоторые данные о температуре и давлениях при образовании Сорского месторождения //ДАН СССР.21965. -Т.163, N1.-С.179-182.

3. Сорское медно-молибденовое месторождение / Под ред. Амшинского Н.И. и Сотникова В.И. //Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья, вып.202. -М.: Недра,1976.-159 с.

ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОЙ ЭМАНАЦИОННОЙ И ОЗОНОВОЙ СЪЕМКИ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ПРИ ПОИСКЕ И РАЗВЕДКЕ ПОГРЕБЕННЫХ ИЛЬМЕНИТ-ЦИРКОНОВЫХ РОССЫПЕЙ

М.А. Самохвалов
Томский госуниверситет, г. Томск

Ильменит-цирконовые россыпи имеют повышенное содержание радиоактивных минералов - монацита, давидита, ксенотима и других. Высокую радиоактивность имеет и циркон. За счет этого радиоактивность россыпей обычно выше, чем радиоактивность вмещающих пород. Поэтому радиометрия перспективна для получения информации о таких россыпях.

Попытки использования радиометрии, в первую очередь гамма-съемки, для поиска и разведки древних ильменит-цирконовых россыпей известны давно [1]. Удовлетворительные результаты получены только при поиске россыпей, которые имеют выходы на дневную поверхность. Для поиска погребенных радиоактивных ильменит-цирконсодержащих россыпей в принципе пригодна традиционная эманационная съемка. При проведении этой съемки определяют содержание альфа-активных газов в почвенном воздухе с помощью специального прибора - эманометра или по методу треков на альфа-чувствительной пленке. Основным недостатком традиционной съемки является сильное влияние на получаемую информацию локальной неоднородности проницаемости грунта.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Из-за этой неоднородности происходит неконтролируемое разбавление почвенного воздуха атмосферным, и получаемые данные несут больше информации о локальной неоднородности проницаемости грунта, чем о радиоактивности погребенных геологических объектов. Частично проблема решается в камеральный период путем осреднения полученных результатов. Но в этом случае невозможно оперативно менять направление поисков, что часто бывает необходимо.

В лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии Томского госуниверситета с 1996 года разрабатывается метод поиска погребенных ильменит-цирконовых россыпей по радиоактивным газовым эманациям и вторичному озону. В отличие от традиционной эманационной съемки применяется съемка уровней альфа-активных газов в приземной атмосфере. Преимуществом этого варианта является значительное снижение влияния локальной проницаемости грунта на результаты измерений и, как следствие, большая достоверность выводов о местоположении погребенных радиоактивных геологических объектов.

Основное препятствие для использования этого варианта - низкая концентрация альфа-активных газов в приземной атмосфере (примерно в 1000 раз ниже, чем в почвенном воздухе) - преодолено за счет применения специального измерительного прибора. В этом приборе использована высокочувствительная проточная измерительная система, обеспечивающая чувствительность не ниже 1 расп/сек·м^3.

Хорошим дополнением к данному варианту эманационной съемки является съемка уровня озона в приземной атмосфере. Как было установлено нами ранее [2,3], до 50% озона приземной атмосферы имеет источники в литосфере. Этот озон в основном является продуктом воздействия литосферной радиации на кислород почвенного воздуха и приземной атмосферы. На содержание озона в приземной атмосфере оказывает влияние концентрация альфа-активных газов и уровень гамма-радиации. Для регистрации озона нами разработан полевой хемилюминесцентный анализатор озона чувствительностью 10^{-10} кг/м^3.

Отработка метода поиска погребенных ильменит-цирконовых россыпей была проведена на детально изученном Южно-Александровском участке Туганского месторождения. На этом участке выполнена съемка уровней альфа-активных газов и озона по сетке с расстояниями между пунктами наблюдений 200 метров. Съемка проведена как в контуре месторождения, так и за его пределами. Результаты съемки приведены на рисунке 1.

Из приведенных данных видно, что на Южно-Александровский участок Туганского месторождения в плане накладываются положительные аномалии уровней альфа-активных газов и озона.

Тонкая структура этих аномалий имеет положительную пространственную корреляцию с содержанием ценных минералов. Эта корреляция осложнена влиянием геологических разломов на территории участка и прилегающих территориях. Над разломами, так же, как это было найдено нами в других районах [2,3], фиксируются положительные аномалии как альфа-активных газов, так и озона. Контрастность аномалий озона над разломами выше, чем контрастность аномалий альфа-активных газов [4], что объясняется вкладом в генерацию озона не только альфа-активных газов, но и повышенной здесь гамма-радиации. Аналогичный эффект повышения контрастности аномалии озона отмечается и над вскрытой россыпью в карьерах, где имеет место высокий уровень гамма-радиации. Детальное сопоставление результатов съемки с разрезами Южно-Александровского участка позволило выявить эффект экранирования потока альфа-активных газов линзами глин в перекрывающих продуктивную россыпь отложениях. По краям этих линз, в плане, отмечается локальное повышение уровней альфа-активных газов и озона в приземной атмосфере.

Основными помехами методу поиска погребенных ильменит-цирконовых россыпей по альфа-активным газовым эманациям и вторичному озону, как уже отмечено выше, являются геологические разломы. Применение метода осложняют временные вариации

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

погодных условий, которые влияют на эксгаляцию альфа-активных газов. Анализ временных вариаций параметров съемки позволил выбрать погодные условия, оптимальные для

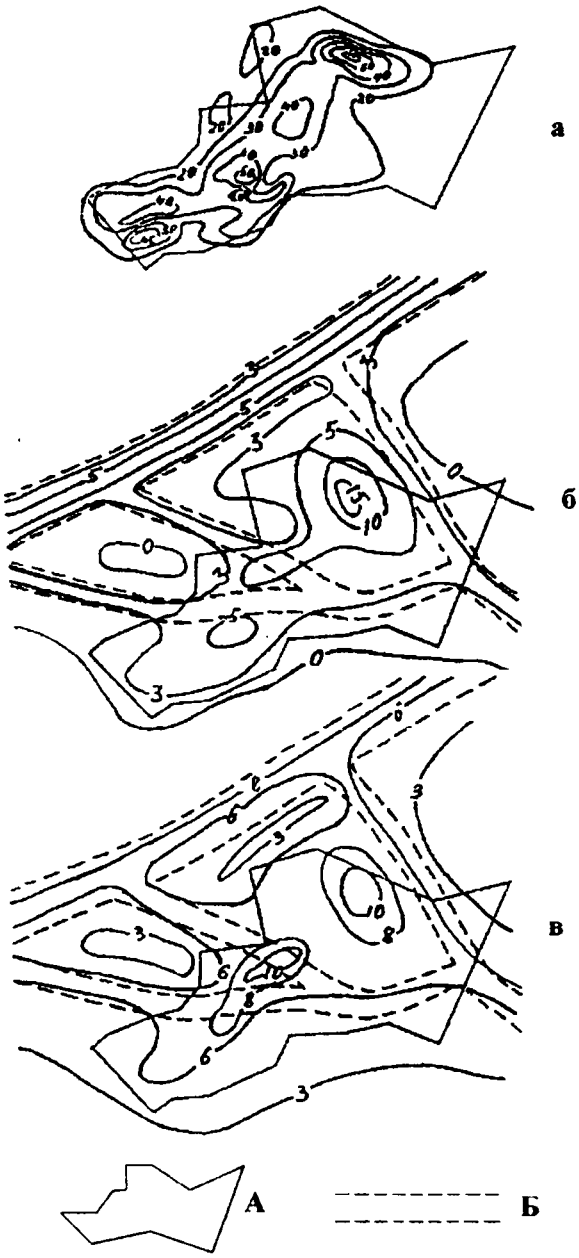


Рис.1 Результаты съемки концентрации альфа-активных газов и озона в приземной атмосфере на территории Южно-Александровского участка Туганского комплексного месторождения: а- изолинии концентрации ценных минералов (в кг/т, данные А.Д. Строителева); б- изолинии концентрации альфа-активных газов в приземной атмосфере (в расп/сек•м3); в- изолинии концентрации озона в приземной атмосфере ($\cdot 10^{-8}$ кг/м^3); А - контуры месторождения; Б - зоны разломов

ее проведения. Наилучшие результаты получаются при проведении съемки в условиях сплошной облачности, без дождя при безветрии или при умеренном ветре без порывов. Кроме этих инструментально выявленных помех, на территории Томской области можно предположить существование как минимум еще трех. Гамма-каротаж пробуренных здесь скважин выявил три типа высокорадиоактивных погребенных отложений. Это, прежде всего отложения новомихайловской свиты, в составе которых очень большое содержание органических остатков - лигнитов и бурых углей, более молодые отложения со значительным содержанием органических остатков (прежде всего, глины) и высокорадиоактивные

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

породы палеозоя. Насыщенные органическим веществом отложения являются геохимическим барьером для урана и тория за счет их высокой восстанавливающей способности (в химическом смысле), что и является причиной их повышенной радиоактивности. Следует отметить, что такие отложения можно назвать помехами методу довольно условно. Нельзя исключить усиления ими фиксируемых над ильменит-цирконовыми россыпями аномалий альфа-активных газов и озона. Степень влияния этих помех на возможности эманационной и озоновой съемки предстоит выяснить при проведении поисковых работ.

Учитывая положительные результаты работ на Южно-Александровском участке, в 1997 г. были начаты поисковые работы на территории Томского района с применением эманационной и озоновой съемки в приземной атмосфере. Для поисков выбран участок на юго-восток от пос. Итатка, на территории которого Бороковской партией Томской геологоразведочной экспедиции в отложениях новомихайловской и кочковской свит, обнаружены повышенные содержания ильменита и циркона. Рекогносцировочная съемка по маршрутам с расстоянием между пунктами наблюдений 500 метров позволила выявить аномалию уровня альфа-активных газов в приземной атмосфере доходящую до 20 расп/сек·м^3. Эта аномалия сопровождается аномалией концентрации приземного озона с уровнями до $15 \cdot 10^8$ кг/м^3.

Аномалия была детализирована съемкой по сетке с расстоянием между пунктами наблюдений 200 м. Площадь аномалии около 5 кв.км. В северной части аномалии установлен разлом субширотного простирания. Он выявлен нами по результатам съемки, достаточно хорошо выражен в рельефе и трассируется верховым ленточным болотом. На территории аномалии были отобраны пробы пород с глубины около 50 см и из двух шурфов глубиной 5 и 3,5 м. Во всех выработках выполнены гамма-съемка и гамма-профилирование. Было установлено, что основной вклад в гамма-активность проб дает краткосрочная, наведенная альфа-активными газами радиоактивность. Это свидетельствует о достаточно большой глубине залегания источников аномалии.

Спектральный и химический анализ проб позволил установить, что обнаруженная аномалия сопровождается также геохимической аномалией по скандию, церию, цирконию, железу и титану, причем между содержанием железа и титана имеет место линейная корреляция. В тяжелой фракции пробы ($d \geq 3$ г/см^3) взятой из обнажения в логу на южной окраине аномалии (предположительно из отложений новомихайловской свиты) наряду с ильменитом и цирконом обнаружен монацит и урановые слюдки. Анализ колонок скважин, пробуренных в разное время различными организациями по краям выявленной аномалии, позволяет высказать предположение о наличии под аномалией впадины в палеозойском фундаменте площадью около 6 кв. км с абсолютными отметками дна 130-140 метров. Эта впадина могла служить в палеогене вместилищем крупного водоема, в котором происходило гидродинамическое разделение тяжелых и легких минералов и накопление тяжелых. Остается открытым вопрос о том, имел ли этот водоем сообщение с палеоморем.

На территории аномалии запланировано бурение заверочной скважины, которая по имеющимся геологическим данным может дать следующий разрез:

1. Почвенно-растительный слой толщиной 0,3 м.

Четвертичные отложения и отложения неогена

2.Глина темно-бурого цвета, плотная - мощность 1±0,5 м.

3. Глина желтовато-бурого, буровато-сетого цветов, вязкая, пластичная, с редкими прослойками или линзочками желто-бурого песка - 5±1м.

4. Песок крупно-средне-мелкозернистый желто-бурого и буровато-серого цвета, с тонкими прослойками глины - 2±1м.

Отложения палеогена - новомихайловская свита

5. Глина темно-серого и серого цвета с зеленоватым оттенком с прослойками и линзочками песка, очень плотная, с кусочками лигнитизированной древесины - 10±3м

6. Глина зеленовато-светлосерая, песчаная, участками алевритистая - 3±1 м.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

7. Песок кварцевый, крупно-средне-мелкозернистый, темно-серого цвета - 9±3 м.

Отложения палеогена - кусковская свита

8.Песок кварцевый, мелкозернистый, каолинизированный, светло-серого цвета - 20±10 м.

9. Кора выветривания пород палеозоя.

В приведенном предполагаемом разрезе наибольшие сомнения вызывает существование отложений кусковской свиты. Источники обнаруженной аномалии могут располагаться, как в отложениях кусковской свиты, если таковые действительно существуют здесь, так и в отложениях новомихайловской свиты. Необходимо отметить, что хотя отложения новомихайловской свиты распространены на всей территории наших поисков, выявленная аномалия занимает по площади лишь 1/8 ее часть. Отсюда следует, что отложения новомихайловской свиты если и являются помехой для разрабатываемого метода поиска погребенных ильменит-цирконовых россыпей по эманациям альфа-активных газов и вторичного озона, то только фрагментарно.

Работа, результаты которой изложены в данном сообщении, выполнены при финансовой поддержке конкурсного центра Московской государственной геологоразведочной академии по разделу "Геология и разведка" и Министерства природных ресурсов РФ, а также при информационной и административной поддержке Комитета по геологии и природным ресурсам Томской области.

Литература

1. Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра. 1968. С.164.
2. Воробьев А.А., Самохвалов М.А. и др. Поиски озона из литосферы// Геохимия, 1982. № 8. С.1183.
3. Воробьев А.А., Самохвалов М.А. и др. Поиски озона из литосферы/ Материалы докладов рабочего совещания по исследованию атмосферного озона. Тбилиси: Мецниереба. 1982. С.272.
4. Самохвалов М.А. Исследование приземной атмосферы на Южно-Александровском участке Туганского комплексного месторождения/ Тез. докл. научн. конф. Магматизм и геодинамика Сибири. Томск, 1996. С.169.

СОСТАВ И ПРИРОДА ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗЕЙСКОГО РАЙОНА СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

П.П. Сафронов[1], В.Г. Моисеенко[2], С.С. Зимин[1]
[1]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
[2]Амурский комплексный НИИ АНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

Методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа проведено сравнительное изучение состава платиноидов из аллювия разнотипных золотых россыпей Зейского района Среднего Приамурья. К первому типу отнесены россыпи бассейна рек Гарь1 и Гарь2, приуроченные к массиву серпентинитов верхнего протерозоя, перекрытому офиолитовыми вулканитами и прорванному дайками гранит-порфиров нижнего мела. Ко второму типу - россыпи бассейна рек Средний Ульдегит, Малый Ульдегит и Большие Дамбуки, связанные с дайками долеритов позднего палеозоя, а также с мелкими телами древних никеленосных базитов, залегающих в кристаллических сланцах и прорванных гранитоидами палеозоя и мезозоя.

В целом в этих россыпях установлен широкий спектр минералов платиноидной группы, начиная от относительно чистых самородных металлов Pt и Os, бинарных сплавов Os с Ir, Pt с Fe, тройных сплавов Os, Ir и Ru с изоморфно входящими в них примесями металлов ЭПГ и Cu, кончая простыми арсенидами собственно платины, более сложными сульфидами и сульфоарсенидами ЭПГ.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В то же время платиноидная минерализация россыпей I-го типа представлена в основном рутениридосмином (Os 24.1-68.1, Ir 24.7-39.7, Ru 3.0-30.5 мас. %), иридосмином и осмиридом (Os 29.7-66.5, Ir 30.8-69.1 %), в меньшей мере изоферроплатиной и самородной платиной (*Pt 87.0-94.2, *Fe 4.6-11.8 %), частично самородным осмием (Os 90.1, Ir 9.8 %) и **твердыми растворами Pt, Ru, Ir, (Rh), (Os), (Fe), содержащими 56.91 и 69.99 мас.%Pt, а также эпизодическим сульфидом $(Os_{0.38}\ Ru_{0.36}\ Ir_{0.26})S_2$. В этой связи нами выделяется рутениридосминовая ассоциация (I в табл.), в которой в качестве одного из основных минералообразующих компонентов выступает высокотемпературный Os.

Таблица. Минеральный состав рутениридосминовой (I) и сульфидно-арсенидно-платиновой (II) ассоциаций

Россыпи бассейна реки Гарь (рос.Гарь1, рос.Гарь2)	Россыпи бассейна рек Средний Ульдегит, Малый Ульдегит и Большие Дамбуки
I	II
.Рутениридосмин (Os,Ir,Ru) 2.Иридосмин (Os,Ir) 3.Осмирид (Ir,Os) 4.Изоферроплатина Pt_3Fe .Самородная платина Pt,(Fe) .Самородный осмий Os,(Ir) 7. **Твердый раствор Pt,Ru,Ir,(Rh),(Os),(Fe) 8.Сульфид $(Os,Ru,Ir)S_2$	1.Сперрилит $PtAs_2$ 2.Самородная платина Pt,(Fe) 3.Лаурит $(Ru,Os,Ir)S_2$ 4.Сульфоарсенид (Ir,Rh,Pt)AsS 5.Иридосмин (Os,Ir)

Примечание: *Pt= Pt+Ru+Rh+Pd+Os+Ir; *Fe= Fe+Ni+Cu;
** - данные взяты из работы Н.Д.Толстых и др.,1996 г.;
() – отдельно взятый в скобки отдельный элемент означает, что его содержание <10 мас.%.

В россыпях II-го типа минералы на основе Os менее распространены. Здесь преобладают малопримесные сперрилиты, являющиеся, вероятно, более поздними образованиями, встречается частично очищенная от примесей самородная платина (~97 мас. % Pt, ~3 % Fe), явно вторичного, может даже гидротермального происхождения, единичные находки постмагматического лаурита с приближенной формулой $(Ru_{0.7}\ Os_{0.2}\ Ir_{0.1})S_2$ и мелкие включения в самородной платине сульфоарсенида, обладающего усредненным составом $(Ir_{0.4}\ Rh_{0.3}\ Pt_{0.2}\ Pd_{0.1})(As_{1.3}\ S_{0.7})_{2.0}$. Это позволяет выделить сульфидно-арсенидную платиновую ассоциацию (II в табл.), в образовании которой ведущую роль имели флюиды, насыщенные серой и мышьяком и связанные как с базитами, так и с гранитоитами, а доминирующим химическим элементом в ней уже выступает Pt.

Таким образом, платиноидная минерализация золотоносных россыпей двух геологически различающихся регионов Зейского района Среднего Приамурья представляет собой две разнотипные минеральные ассоциации ЭПГ: I. Рутениридосминовая, генетически связанная с гипербазитами; II. Сульфидно-арсенидно-платиновая - с базитами и в значительной мере с влиянием на них газовых и водных растворов гранитоидной природы.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ПРОБЛЕМЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ МАНСКОГО ПРОГИБА

А.Н. Смагин[1], А.В.Ренжин[1], В.П.Парначев[2]
[1]АО «Красноярскгеология», г. Канск; [2]Томский госуниверситет, г. Томск

Известные с 30-годов нашего века промышленные россыпи золота в юго-восточной части Манского прогиба (Таловский рудный узел) традиционно связывались с зоной контакта Ангульского гранитного массива и жилами золото-кварц-малосульфидной формации. Этим представлениям противоречит ряд новых данных, полученных в последние годы: 1) в россыпях содержится преимущественно мелкое золото (0.1-0.5 мм), не свойственное золото-кварцевым и золото-сульфидно-скарновым типам руд; 2) россыпи и возможные пути транспортировки к ним золота целиком размещены в полях развития терригенно-карбонатной венд-нижнекембрийской формации, где отсутствуют и упомянутые выше зоны контактов и золото-кварцевые жилы, но имеются многочисленные и значительные по размерам (до 0.8 х 1.8 км) вторичные ореолы Pb и сопутствующих элементов (Zn, Cu, Ag, W, Bi, Sb, Hg).

При анализе карт большая часть ореолов объединяется в небольшие по площади (5-10 кв. км) участки (Водораздельный, Правотальский, Левотальский, Горняцкий), а остальные группируются в цепочки. Названные участки приурочиваются к водораздельным поверхностям и пологим склонам, слабо эродированным водотоками. Участок Водораздельный, например, представляет собой водораздельный хребет с высотными отметками 796-779 м. Он обрамляется с юга р. Ангул, с запада – р. Маной и прорезается долинами рек Большой Хабайдак и Таловка. Короткие протоки рек Маны и Ангула содержат малые россыпи (до 10-30 кг золота), в более крупных водотоках (р.р. Таловка, Бол.Хабайдак) содержание золота в россыпях достигает 200 кг. Тальвеги водотоков и головы россыпей расположены гипсометрически ниже вторичных ореолов и на расстоянии 0.5-2.0 км вниз по склону, но именно от них к россыпям намечаются пути транспортировки золота. Таким образом, для участка устанавливается трехярусное морфостроение: центральная привершинная зона включает вторичные ореолы – источники россыпей; средняя зона шириной около 2 км не проработана водотоками и не исследована с позиций оценки золотоносности: внешняя зона содержит россыпи и является наиболее изученной и опоискованной.

Сходное строение обнаруживает Притальский участок, расположенный в 5-6 км северо-восточнее Водораздельного. Вторичные ореолы Pb и сопутствующих элементов здесь также размещаются на водораздельном хребте с высотными отметками 719-705 м и окружены промышленными россыпями – Таловской, ручьев Медвежьего и Федоровым.

Аномалии на участках приурочены преимущественно к известняково-доломитовым толщам нижнекембрийской крольской свиты. Ее отложения, и в целом породы венд-нижнекембрийской формации, прорваны сетью маломощных (3-5 м и до 10 м), но относительно протяженных (до 1-2 км) даек и силлов диабазов, реже линзовидных тел (10-15 х 200-500 м) и штоков (0.5-5.0 кв.км) габбро-диабазов, диоритов и плагиогранитов манского комплекса [5]. Малые интрузии и вторичные ореолы находятся в зоне Горняцко-Таловского разлома северо-западного простирания, а участки – в узлах пересечения его с северо-восточными и субмеридиональными дизъюнктивами. Сам Горняцко-Таловский разлом представляет собой мощную (3.6 км и до 12-15 км в узлах пересечений) зону, с которой совпадает Синерско-Манский пояс малых интрузий [5]. Протяженность ее в поле развития формации достигает 80 км, из которых 20 изучены в пределах Таловского рудного узла [4,5], а оставшиеся 60 км на северо-западном продолжении сопровождаются множеством геохимических аномалий (Pb, Zn, Ag, Cu, Sb, As, Hg, Au), а также Лейбинским и Орешным месторождениями свинцово-цинковых руд.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Вторичные ореолы в материнских породах маркируют поля дробленых, трещиноватых, брекчированных и гидротермально проработанных (окварцевание, аргиллитизация, сульфидизация, пиритизация, ожелезнение, обохренность и др.) углеродсодержащих темносерых доломитов (реже известняков) крольской свиты, несущих признаки метасоматической переработки. В контурах ореолов вскрываются также плотные красноцветные, часто с охрами и обломками доломитов и кварца, глины, являющиеся, по-видимому, древними (J-P) корами выветривания. Часть из них, возможно, сохранилась в зонах разрывных нарушений (гидротермокарстовые депрессии, по данным Е.К.Ковригина и Н.С.Подгорной) , но основная часть разрушилась и переотложилась в N_2-Q_1 [6] в разноразмерные карстовые западины. Ближайшие к рудным телам западины, как и долинно-карстовые депрессии ряда россыпей (Верхнеталовской, Хабайдакской и руч. Медвежьего), могут оказаться золотосодержащими. На Водораздельном и Левотальском участках вскрыты зоны динамо- и гидротермальной проработки доломитов. Здесь установлены по 9 разрозненных, согласных со слоистостью (угол падения 20-40^0 на северо-восток и юго-запад) пластообразных минерализованных залежей. Мощности вскрытых фрагментов зон 40-50 м, залежей 0.2-0.4 м. Последние сложены пирит-кварц-доломитовыми, реже пирит-халцедон-кварцевыми брекчиями, глинисто-охристо-щебенистыми массами с примазками и желваками малахита и азурита, яркожелтыми и ржаво-бурыми охрами с обломками доломитов и кварца, темно-бурыми сухареподобными породами (по диабазам). Незавершенность работ не позволяет судить об истинных размерах зон и залежей по мощности, об их простирании и глубине, а также о количестве минерализованных интервалов по разрезу.

В минерализованных залежах установлено золото с содержанием 0.3-5.0 г/т, серебра 0.5-100.0 г/т, а в разделяющих их метадоломитах – золота 0.03-1.0 г/т , серебра 0.3-10.0 г/т. В числе сопутствующих фиксируются (в %): Pb 0.005-1.0; Zn 0.01-1.0; Cu 0.01-1.0 W до 0.4; Cd до 0.1; Bi 0.01-0.1; Sb 0.001-0.3; Hg 0.003-0.03. Установлена прямая зависимость между сопутствующими элементами и содержанием золота. Bi присутствует только в залежах участков Водораздельный и Правотальский, Sb – в Левотальском, Hg – в Горняцком. Это, наряду с разными гипсометрическими уровнями россыпей, предполагает максимальный уровень эродирования проявлений двух первых участков и минимальный – Горняцкого. На участке Левотальский обнажены верхи минерализованных залежей. В шлихах из хвостов бороздовых проб среди преобладающего лимонита встречены магнетит (до 9 %), малахит (до 2-15 %), вульфенит (до 6 %), бисмутит (до 11 %), галенит, смитсонит, сфалерит, барит, арсенопирит, пентландит, пирит, самородное олово (знаки), золото (до 5-21 знаков). Содержание англезита, церрусита, галенита и вульфенита в пробах из трех залежей участка Левотальский достигает 10 %.

Резюмируя изложенное отметим, что проявления участков, оцениваемые как малые месторождения, обладают рядом общих специфических особенностей (признаков), объединяющих их в одну золоторудную формацию: 1) локализация на стратиграфическом уровне углеродсодержащей известково-доломитовой толщи крольской свиты; 2) ассоциация Hg, Ag, Sb, As, Pb – в верхней части, а Pb, Zn W, Bi – в средней части залежей ;3) нахождение тонкорассеянного золота в сульфидах и в свободной форме в верхней части залежей и заметное его укрупнение и сонахождение с пиритом в средней; 4) парагенезис золота с халцедоном, глинисто-гидрослюдистым материалом, охрами лимонита, углеродистым веществом – в верхней части, кварцем, пиритом и другими сульфидами – в средней части залежей; 5) пластообразная согласная форма рудных залежей в верхней части и возможное добавление трещинно-пластообразной и штокверковой – в средней и нижней частях рудной колонны; 6) маломощность рудных залежей и их значительное количество; 7) малые содержания золота с поверхности и малые прогнозные ресурсы для отдельных проявлений и месторождений , но множество таковых в пределах Горняцко-Таловской зоны; 8) связь золотопроявлений с вторичными ореолами Pb; 9) контроль золотопроявлений зоной Горняцко-Таловского разлома; 10) пространственная связь золотооруденения с малы-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ми интрузиями манского комплекса; 11) интенсивная метасоматическая проработка вмещающих минерализацию доломитов и известняков, аргиллизация и сульфидизация.

Сравнение комплекса диагностических признаков характеризуемой золоторудной формации показало их большое сходство с месторождениями золота рассеянного вкрапленного или невадийского типа, или типа Карлин [1]. При средних содержаниях золота 1.2-3.8 г/т в силу многочисленности таких месторождений, их доступности для карьерной разработки и возможности использовании простейших методов выщелачивания разработка этих месторождений в 60-ые годы обеспечила их лидирующее положение в золотодобыче США [3]. Именно с этих позиций характеризуемые сибирские золотопроявления требуют к себе самого пристального внимания и определяют необходимость постановки первоочередных работ по их оценке.

Э.И.Кутыревым и др. [2] месторождения, размещенные в породах карбонатных формаций, определяются как гидротермокарстовые с той или иной ролью холодного карста. Необходимо учитывать возможное развитие гидротермокарста непосредственно на рудных залежах при изучении золотопроявлений участков Горняцко-Таловской зоны. Между тем, на участках Водораздельный, Правотальский, возможно, и Левотальский, наряду с коренными источниками, первоочередное значение приобретают поиски и изучение поверхностных карстогенных форм рельефа.

Исходя из вышеизложенного предлагается следующая этапность оценки золотоносности юго-восточной части Манского прогиба: 1) Оценка золотоносности известных рудных залежей и карстовых депрессий. 2) Поиски депрессий на путях возможной транспортировки золота. 3) Проведение геохимических поисков на северо-западном 60-километровом продолжении Горняцко-Таловской зоны. 4) Изучение золотоносности пород и руд Лейбинского и Орешного Pb-Zn месторождений. 5) Изучение и опробование участков, выявленных по результатам геохимических поисков.

Литература

1. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Ред Д.В.Рундквист.- Л., Недра, 1986. – 751 с.
2. Кутырев Э.И., Михайлов В.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения.- Л., Недра, 1989. – 311 с.
3. Рудные месторождения США. Т. 1. / Ред. Дж.Ридж.- М., Мир, 1972. – 660 с..
4. Смагин. А.Н., Ренжин А.В. Прогнозная оценка золотоносности одного из районов северо-западной части Восточного Саяна // Золоторудные формации. Тез. докл. Томск: Изд-во ТГУ, 1992. – С. 100-101.
5. Смагин А.Н., Ренжин А.В. О геодинамической природе манского гранит-диорит-диабазового комплекса малых интрузий // Магматизм и геодинамика Сибири. Тез. докл. Томск: Изд-во ТГУ, 1996. – С. 43-44.
6. Хазагаров А.М., Куцаенко В.А. Золотоносные россыпи Восточного Саяна, связанные с мезозойскими и третичными продуктами выветривания // Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края. Красноярск, 1964. – С. 37-51.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЛАХЧИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

И.В. Сметанина, А.А. Хващевская
Томский политехнический университет, г. Томск

Совершенствование гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых и использование его при расширении перспектив рудных районов основывается на количественной оценке масштабов поступления химических элементов за счет природных и техногенных факторов. Эталонными объектами для изучения процессов взаимодействия воды с горными породами и рудами и техногенного воздействия являются известные рудные поля и месторождения.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Особенности влияния рудных месторождений на химический состав вод исследованы в пределах Случайнинского и Балахчинского золоторудных полей, приуроченных к периферийным частям интрузивно-купольных структур, в восточной части Кузнецко-Алатаусского геосинклинального складчатого сооружения салаирского возраста с эвгеосинклинальным типом развития.

Случайнинский массив сложен преимущественно гранитоидами и нордмаркитами. Андатский (Балахчинский) массив обнажается в поле вулканогенно-карбонатных пород верхнего протерозоя. Балахчинское рудное поле дренируется реками Андат и Тюхтерек, впадающими в р. Белый Июс. Случайнинское рудное поле находится в верховье р. Тюхтерек. Долины рек Андат и Тюхтерек нарушены при проведении старательских работ, в виде отвалов, водоотводных желобов, отстойников.

В пределах рудных полей минерализация вод на участках преобладающего алюмосиликатного состава вмещающих отложений в верховье бассейна р. Тюхтерек составляет 50 мг/л при общей жесткости 0.5 мг-э/л. С возрастанием в составе водовмещающих отложений карбонатов в верховье бассейна р. Андат минерализация увеличивается до 130 мг/л, а общая жесткость этих вод составляет 1.4 мг-э/л. В устье р. Андат при преобладающем карбонатном составе вмещающих отложений минерализация вод повышается до 270 мг/л при общей жесткости 3.5 мг-э/л, а в притоках р. Андат, также приуроченных к существенно карбонатным отложениям, минерализация составляет 310-405 мг/л.

В районе исследований преобладающее развитие имеют гидрокарбонатные кальциевые воды, на фоне которых бассейн р. Андат выделяется появлением сульфатно-гидрокарбонатного типа вод со слабощелочной реакцией воды. Присутствие в водах сульфат-иона в повышенных количествах определяется наличием зон сульфидной минерализации. Так, в штольне в долине р. Ипчул содержание SO_4^{2-} достигает 90 мг/л, что почти в 9 раз выше среднего содержания в подземных водах зоны гипергенеза (таблица 1).

Таблица 1. Химический состав природных вод Балахчинского рудного поля

Компоненты	Сред. хим. состав под. вод зоны гипергенеза (Шварцев, 1993)	Штольня долина р.Ипчуль	Преобладающий состав вмещающих отложений									
			алюмосиликатный				карбонатный			карбонатно-алюмосиликатный		
			р.Тюхтя	р.Тюхтерек	рч. Покровск	р.Андат	рч. Динамитн	рч. Туруусин	р.Б. Покровка	рч. Нагорный	р.М. Покровка	рч.Б. Благодатн.
PH	6.75	7.5	7	7.6	7.1	7.2	8	8	7.8	8	7.6	7.2
Мин-ция, мг/л		216.2	53.8	72.4	110.5	119.7	386	405.7	194.9	308.9	108.4	163
Общ. жест., мг-э/л	1.98	2.4	0.4	0.8	1.2	1.4	4.1	4.6	2.3	3.8	1	1.8
HCO_3,мг/л	132	63.4	29.3	39	48.8	73.2	248.9	244	134.2	209.8	73.2	109.8
SO_4,мг/л	11.9	90	1	4	20	12	37	49	2	12	4	10
NO_3, мг/л	1.67	-	7.1	1.4	0.7	0	3.1	15.3	2.4	1.7	2	0
Si, мг/л	7.1	9.2	2.8	3.6	4.1	4.2	3.9	3.8	4.1	4.2	3.8	4.1
Pb, мкг/л	2.21	3	0.9	3.1	2.4	4.9	0.5	1.7	10.1	18	2.1	3.7
Cu, мкг.л	5.58	58	3.7	1.8	2.3	2.3	2.3	1.1	4.5	1.7	1.6	1
Zn, мкг/л	34	23	46	24	110	328.5	17.1	12.3	270	460	8.7	34.8
As, мкг/л	2.07	21.5	0.3	0.1	0.2	1.4	0.2	1.5	3.4	1.7	1.3	0.1
Hg, мкг/л	0.91	0.102	0.058	0.058	0.16	0.051	0.065	0.019	0.077	0.039	0.106	0.074
$Au\times10^{-4}$, мкг/л	270	3.7	6.5	3	17.9	9.6	4.2	9.9	3	13.7	13.4	36.2
Sb, мкг/л	1.53	0.02	0.02	0.02	0.18	0.02	0.02	0.11	0.02	0.02	0.02	0.02
$U\times10^{-7}$ г/л	30	4	1.5	2.1	2.5	1.4	14	13	0.6	12	3.3	3.9
La,мкг/л	-	0.07	0.082	0.12	0.184	0.097	0.143	0.14	0.053	0.159	0.125	0.07
Ce, мкг/л	-	0.26	0.35	0.64	0.66	0.62	0.7	1.69	0.85	1.08	0.55	0.5

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Поступление гидрокарбонат-иона в воды происходит в результате растворения свободной углекислоты атмосферных осадков, биогенных процессов и карбонатных отложений. Так, на участках, не подверженных антропогенному воздействию за счет атмосферных осадков наблюдается поступление в ультрапресные воды гидрокарбонат-иона до 24.4 мг/л (до 50% от общего количества), кальция до 3 мг/л, магния до 1.8 мг/л, хлора до 4.3 мг/л.

Недонасыщенность вод составляющими карбонатного равновесия определяется высокой степенью водообмена и малой карбонатностью горных пород. Увеличение их роли в обогащении вод карбонатными компонентами происходит в бассейне р. Андат и вместе с этим увеличивается степень насыщенности вод относительно кальцита. Характер равновесия воды с алюмосиликатами и кальцитом [2] показан на диаграмме (рис.1). Из анализа диаграммы следует, что слабокислые, нейтральные воды, взаимодействующие в основном с алюмосиликатными породами в районе р.Тюхтерек и верховьях р.Андат насыщены относительно вторичного минерала каолинита, т.е. располагаются в его поле устойчивости.

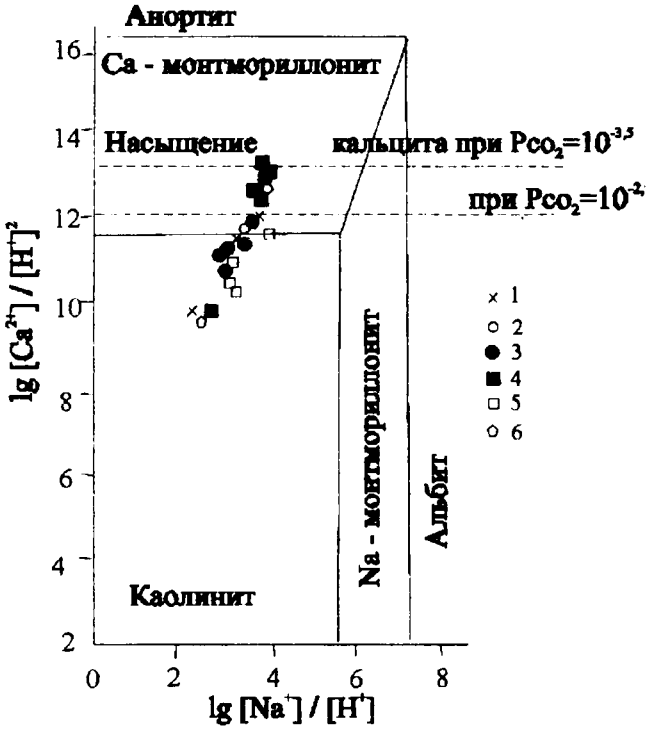


Рис. 1 Степень насыщенности подземных вод относительно алюмосиликатов в системе $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-Na_2O-CO_2-SiO_2$ при t=25° С и $lg[H_4SiO_4]$= -3.5

Воды:1- колодцев, шахт, отстойников; 2-р. Белый Июс; 3- карбонатно-алюмосиликатных отложений; 4- карбонатных отложений; 5- алюмосиликатных отложений; 6- атмосферных осадков.

Слабощелочные воды, взаимодействующие с преимущественно карбонатными отложениями в районе р. Андат и нижнего течения р. Тюхтерек - в поле устойчивости Са-монтмориллонита. Диаграммы отражают также степень насыщенности вод к карбонатам, относительно которых полностью насыщены воды, взаимодействующие с преимущественно карбонатными, реже карбонатно-алюмосиликатными вмещающими породами и неполно насыщены воды алюмосиликатных отложений. В то же время все воды остаются ненасыщенными к первичным алюмосиликатам, в частности к анортиту и альбиту, что является одним из источников поступления компонентов в воды. Таким образом, основное поступление в воды HCO_3^-, SO_4^{2-}, Ca, Mg, Na происходит в основном за счет природных факторов, но не исключается и воздействие техногенных факторов на участках золотоодобычи за счет усиления процессов взаимодействия вод с разрушаемыми породами.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Отличительной особенностью района является избыточное поступление в воды соединений азота, как не свойственного природным системам. Содержания нитрат-иона изменяются от 0.68 до 20.4 мг/л, аммония - от 0.1 до 0.8 мг/л, нитрит-иона - менее 0.01 мг/л. В устье р. Тюхтя, в руч. Витальевском появляются нитратные воды, где содержания NO_3^- составляют 15 и 19% от суммы анионов.

Микрокомпонентный состав вод представлен широким комплексом элементов, свойственных зонам сульфидной минерализации (таблица 1). Свинец, цинк, медь, как показатели оруденения проявляются увеличением содержаний в бассейнах рек Балахчинского рудного поля. Содержание Zn в водах рек Андат, Тюхтерек составляет 230-370 мкг/л, Cu до 4.6 мкг/л, а в водах штольни в долине р. Ипчул меди содержится 58 мкг/л. Увеличивается накопление цинка и свинца отмечаются также в донных отложениях: свинца в верховьях р. Тюхтерек до 50 г/т, цинка - в долине р. Андат до 300 г/т (таблица 2). Сравнение содержаний Pb в жидкой и твердой составляющих потоков рассеяния показывает склонность свинца к миграции в водах, поскольку при слабой вариации содержаний свинца и донных отложениях, его содержания в водах более контрастны и измеряются от 0.5 до 18 мкг/л.

Таблица 2. Микрокомпонентный состав донных отложений

Компоненты, г/т	р. Тюхтя	р. Тюхтерек	рч. Покровский	р. Андат	рч. Динамитный	рч. Турусин	р.Б. Покровка	рч. Нагорный	р.М. Покровка	рч. Б. Благодатн.
Pb	20	20	20	20	30	20	30	20	20	50
Cu	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
Zn	200	200	200	300	200	200	300	300	100	100
Au	0.03	0.03	0.27	0.03	0.14	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Sb	4.8	0.1	3	0.1	5.4	0.1	0.1	0.1	2.9	3.4
La	29.8	23.3	5	38.1	21.9	16.6	43.5	33.8	50.6	74.5
Ce	65.3	46.2	86.7	88.9	61.3	38.8	89.8	79	99.6	176.9

Слабоконтрастные водные потоки золота (0.0014-0.0036 мкг/л), серебра (0.7 мкг/л), сурьмы (0.13-0.49 мкг/л) сопровождаются литохимическими потоками золота в долине р. Андат в содержаниях 0.14-0.38 г/т, Ag в количестве 1 г/т и сурьмы 2.3-4.8 г/т в долинах рек Андат и Тюхтерек.

В водотоках Балахчинского рудного поля выявляется площадное распространение содержаний ртути более 0.1 мкг/л, приуроченное к устьям рек Тюхтерек, Андат. Эта особенность кроме стабильного загрязнения вод ртутью за счет техногенного воздействия (использование амальгамирования и последствий аварийной ситуации, когда хвосты бывшего золотообрабатывающего предприятия пос. Балахчин растеклись по долине р. Андат), может быть связана и с природными факторами. На это указывает обнаруженный комплекс элементов, свойственный золотосульфидной минерализации.

Особенности распределения редкоземельных элементов прослеживаются на основе анализа поведения лантана, повышенные содержания которого отмечены в отдельных точках в бассейне р. Андат (0.12-0.18 мкг/л), церия в концентрации 6.48 мкг/л в устье р. Беренжак. Отмечается четкое увеличение содержаний церия (90-177 г/т), лантана (74-102 г/т) в донных отложениях в бассейне р. Тюхтерек. Содержание радиоактивных элементов изменятся мало и увеличение концентраций урана в поверхностных водотоках можно наблюдать в долине р. Андат (10-15 $\cdot 10^{-7}$ г/л) по сравнению с горными выработками (1.9-7.4 $\cdot 10^{-7}$ г/л).

Таким образом, Балахчинское рудное поле проявляется водными потоками рассеяния сурьмы, серебра, золота, ртути, свинца, цинка, меди, редкоземельных элементов (лантана, церия), урана и сульфат-иона. В донных осадках в долинах рек Андат, Тюхтерек в повышенных содержаниях также обнаружены сурьма, мышьяк, золото, ртуть, цинк, серебро, церий, лантан. Количественная оценка экологического состояния водной среды Балахчинского рудного поля показывает, что в штольне в долине р. Ипчул суммарный пока-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

затель загрязнения (в единицах ПДК) составляет 15.4, а в колодце в деревне Беренжак 1.69. Выяснено, что в результате техногенного воздействия золотодобывающих предприятий происходит увеличение концентраций составляющих азота, ртути и других тяжелых металлов в водах [1].

Литература

1. Копылова Ю.Г., Сметанина И.В., Марулева В.М., Хващевская А.А. О загрязнении природных вод в горно-рудных районах восточного склона Кузнецкого Алатау // Проблемы геологии Сибири.- Томск: ТГУ, 1996.- С.251-252.

2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.- М: Недра, 1978.- 288с.

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ В УСЛОВИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.С. Соболев[1], Л.П. Рихванов[1], Цин да Ди[2]
[1]Томский политехнический университет, г. Томск
[2]Институт разведочной геофизики и геохимии, Китай

Выявление новых месторождений нефти и газа становится все более сложным и дорогостоящим процессом. Малозатратные методы поиска и прогнозирования УВ на малоизученных территориях должны существенно снизить стоимость геологоразведочных работ на нефть и газ и позволить максимально приблизиться к локальным перспективным участкам для последующей постановки дорогостоящих сейсморазведочных и поисковых буровых работ.

Одним из нетрадиционных методов, используемых при прогнозировании и поисках месторождений нефти и газа, является метод радиогеохимических исследований.

Теоретические предпосылки для применения методов радиогеохимии при прогнозировании и поисках углеводородного сырья были сформулированы рядом российских и иностранных ученых (Алексеев, Pirson, Roberts и др.).

Они рассматривают радиогеохимическую аномалию как частное проявление геохимической аномалии, которая возникает над месторождениями нефти и газа под воздействием мигрирующих углеводородных и неуглеводородных флюидов из залежи, локальным напряжением, создаваемым в горных породах энергией, заключенной в самой залежи, взаимодействием мигрирующих из нее флюидов с окружающей минеральной средой. В результате влияния этих факторов над залежью и вблизи нее видоизменяются как состав, так и свойства пород и заключенных в них вод, что фиксируется методами геофизики и геохимии [1]. К настоящему времени известно, что в породах, которые длительное время находились или находятся в контакте с УВ, происходят следующие процессы:

1) образуются специфические ассоциации новых минералов, аномальные концентрации ряда рассеянных элементов над залежью и в зоне водо-нефтяного контакта (Th,U,Ra,K,Ni,V,Co,Mn,Ti и др.);

2) окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и концентрация водородных ионов (pH) приобретают аномальные значения;

3) изменяются физические свойства пород (пористость, плотность, проницаемость, пластичность, сорбционная емкость, магнитная восприимчивость, электропроводность, оптическая плотность и др.).

Согласно модели S.J. Pirson [3] над углеводородной залежью существует своеобразный геохимический барьер, создаваемый интрателлурическими токами. При этом на периферии этого барьера происходит концентрация урана и продуктов его распада, что и фиксируется комплексом радиогеохимических методов.

Радиогеохимические методы поисков углеводородного сырья, с применением различных методов регистрации, довольно широко использовались и используются в на-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

стоящее время во Франции, США, Китае и других странах. Применение позволяет значительно повысить эффективность прогнозных и поисковых работ, открыт ряд месторождений: Выступ Коуломмес (Франция), Синклер-Девис, Маратон-Нюл (США) и др. Довольно успешно в этом направлении работают специалисты Института разведочной геохимии и геофизики Министерства геологии и природных ресурсов Китая [4]. Для измерения концентраций радионуклидов они используют термолюминесцентные дозиметры (ТЛД) (на основе LiF). Время их экспозиции составляет 10-30 суток, плотность распределения зависит от цели и решаемых задач. Глубина установки 0,5-0,7 м. Дозиметры позволяют фиксировать суммарную (α,β,γ) дозу радиоактивности и обладают высокой чувствительностью.

Результаты проведенных нами тематических [2] и опытно-методических (1997 г.) радиогеохимических работ в пределах известных нефтегазоносных структур позволяют уверенно говорить о целесообразности применения методов радиогеохимии при прогнозировании и поисках углеводородного сырья в условиях Западной Сибири.

В применяемом нами комплексе радиогеохимических исследований входят термолюминесцентная радиометрическая (с применением ТЛД GR-200 LiF (Mg,Cu,P)TLD), полевая гамма-спектрометрическая и гамма-радиометрическая съемки.

Радиогеохимическое поле в пределах исследованных нефтегазоносных структур характеризуется высокой степенью дифференциации некоторых радиогеохимических показателей. Особенности строения параметров радиогеохимического поля в первую очередь обусловлены особенностями глубинного строения (в т.ч. тектонического) и проявленностью эпигенетических процессов (прежде всего окислительно-восстановительного характера).

При интерпретации результатов необходимо учитывать различные особенности ландшафтов (в частности условия заболоченности и задернованности площадей).

Анализ полученного материала позволяет утверждать, что не все измеренные показатели четко выделяют границы зон влияния УВЗ. Для получения критериев нефтегазоносности целесообразно применять комплексные показатели, учитывающие поведение ряда радиоэлементов.

Применение термолюминесцентной радиометрической съемки, в силу ее особенностей, позволяет сглаживать воздействие ландшафтных особенностей и более контрастно разделять области, находящиеся в зоне эпигенетического влияния углеводородной залежи и за ее пределами.

При проведение крупномасштабных работ 1:25000-1:10000 возможен локальный прогноз, вплоть до определения мест заложения разведочных скважин, а по мнению специалистов из Китая, возможно и определение глубины залегания УВЗ.

На стадиях проведения региональных работ, направленных на поиски нефти и газа, необходимо проведение опережающих аэрогеофизических работ М 1:200000, 1:100000 с последующей постановкой комплекса наземных радиогеохимических исследований.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что радиоактивные элементы являясь "всюидными" (по В.И. Вернадскому), обладают высокой индикаторной возможностью при выявлении месторождений углеводородов. Сегодня еще не использованы все возможности радиогеохимических методов для прогнозирования и поисков УВЗ. А перспективы применения ядерно-физических методов исследований для этого имеются.

Литература

1. Литогеохимические исследования при поисках месторождений нефти и газа / Под ред. О.Л. Кузнецова - М.: Недра, 1987.

2. Рихванов Л.П., Грязнов С.А., Сарнаев С.И. Естественные радиоактивные элементы в почвах Томской области// Природокомплекс Томской области. – Изд.-во ТГУ, 1995.

3. S.J. Pirson. Projective well log interpretation years later / Log analyst, 1975, v.16, N 5, p. 14-24.

4. Z. Wang, D. Qin, G. Zhuang, Z. Zha, S. Wang, W. Shen and G. Cai. Application of thermoluminescence dozimetry in the expljration for oil and gas using chinese GR-200 LiF (Mg,Cu,P) TLD. Radiation Protection Dozimetry, vol. 47, N ¼, p. 323-326, 1993.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ

А.М. Спиридонов, Л.Д. Зорина
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Монголо-Охотская шовная зона трассирует область коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов, произошедшей в Забайкалье на рубеже ранней-средней юры и сменившейся в поздней юре-раннем мелу рифтогенезом. В новой интерпретации Ю.А. Зорина с соавторами [1] Монголо-Охотская шовная зона представляет собой ветвящуюся систему надвигов с юго-восточной вергентностью, а не единую линейную структуру, как считалось ранее. Основная ее ветвь, соответствующая основной сутуре между Сибирским и Монголо-Китайским континентами, проходит по долине реки Шилки, по границе между Агинской зоной и Даурским сводом, а затем огибает с юго-востока Даурскую, Хэнтэйскую и Хангайскую зоны. В этой южной части от основной сутуры отходят дополнительная (Ононская) ветвь Монголо-Охотского шва, которая с востока огибает Агинскую зону, представлявшую собой в позднем палеозое - раннем мезозое островную дугу в Монголо-Охотском океане.

Анализ размещения золоторудной минерализации в Забайкалье обнаружил приуроченность золотых месторождений и рудопроявлений мезозойского возраста к основной сутуре и к дополнительной ветви Монголо-Охотской шовной зоны в их новой интерпретации и четко выраженную смену с юго-запада на северо-восток по простиранию шовной зоны профилирующих золотоносных минеральных типов месторождений.

На юго-западной оконечности забайкальского сектора сутуры получила развитие малосульфидная минерализация золото-кварцевой формации, так называемый любавинский тип. Это простые по составу кварцевые жилы с незначительным (не более 4 %) развитием сульфидов, среди которых преобладают пирит и арсенопирит, менее распространены сульфиды Zn, Pb, Cu, пирротин. Отмечается пространственное совмещение редкометалльной, оловянной, золоторудной и полиметаллической минерализаций.

На северо-восток по простиранию сутуры на юго-западной оконечности причленившейся к ней Ононской островодужной системы появляются месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, но ее простого пирит-арсенопиритового (илинского) минерального типа. Основную роль в составе рудных тел играют кварц, карбонаты, арсенопирит и пирит. В подчиненном количестве присутствуют халькопирит, блеклые руды, сфалерит, теллуриды, самородный Bi.

Далее на северо-восток также по простиранию сутуры в центральной части ее забайкальского сегмента, на всем интервале причленившейся к ней Ононской островодужной системы, получили развитие наиболее богатая золотая минерализация сложного сульфидно-сульфосольного (дарасунского) типа золото-сульфидно-кварцевой формации и эпитермальные месторождения золото-серебряной формации (балейский тип). Эта часть Монголо-Охотской шовной зоны является эпицентром золоторудной минерализации Забайкалья.

Дарасунское месторождение - крупнейший объект золотодобывающей промышленности, оно эксплуатируется более 100 лет. Характерно, что на золоторудных проявлениях Дарасунского рудного узла, наряду со сложным сульфидно-сульфосольным типом, сконцентрированы все простые минеральные типы, получившие развитие к юго-западу и северо-востоку от Дарасунского эпицентра по простиранию Монголо-Охотской сутуры. Это - кварц-турмалиновый, актинолит-магнетитовый, пирит-арсенопиритовый, золото-полиметаллический, висмут-теллуридовый, серебро-кварц-сульфидный, антимонит-пирит-арсенопиритовый минеральные типы. Главными минералами дарасунских руд являются пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, бурнонит, сфалерит, галенит (сульфиды составляют 40-60 %), самородное золото, кварц, карбонаты, турмалин.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Основные золотоносные минеральные ассоциации в рудах: халькопирит-блеклорудная, халькопирит-пирротиновая, пирит-арсенопиритовая, сфалерит-галенитовая, а также Au-Cu-Te-Bi геохимическая ассоциация.

Типичными представителями эпитермальной золото-серебряной формации являются Балейское и Тасеевское месторождения - крупнейшие объекты золотодобывающей промышленности. В составе формации выделяется три минеральных типа: 1) ведущий золото-пираргиритовый (балейский тип); 2) слабо золотоносный гребенчатого и халцедоновидного кварца с пиритом; 3) слабо окварцованные брекчии с пирит-марказит-арсенопиритовой минерализацией. В ассоциации с халцедоновидным кварцем развиваются каолинит, гидрослюды, адуляр и карбонаты. Сульфиды в рудах присутствуют в ничтожных количествах (0,5 - 1,5 %). Представлены они, главным образом, пиритом, марказитом, арсенопиритом, реже халькопиритом. В участках, обогащенных золотом, преобладают сурьмяные сульфосоли Cu, Pb, Ag. В непромышленных участках руд присутствуют реальгар, аурипигмент, антимонит, иногда киноварь, очень редко флюорит. Золото тонкодисперсное, высокосеребристое (до электрума), отношение Au к Ag колеблется от 1:2 до 3:1. Содержит примеси Sb, Te, Se, Hg.

К северо-востоку от Дарасунско-Балейского эпицентра золоторудной минерализации, в месте сочленения с основной сутурой ее Ононской ветви, находится Карийский золотоносный район, но уже с "урезанным" количеством минеральных типов. Здесь наиболее проявлены актинолит-магнетитовый (карийский) тип с крупным видимым золотом, а также пирит-турмалиновый, пирит-арсенопиритовый и угнетен полиметаллический. Карийское - наиболее высокотемпературное месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации.

В Балейском и Карийском рудных районах развит также висмут-теллуридовый (соответственно голготайский и ушумунский) тип, основными минералами в жилах которого являются теллуриды и сульфотеллуриды Au и Bi, присутствуют также висмутин, тетрадимит, калаверит, пирит, теллур-бисмутит.

Северо-восточнее Карийского рудного района расположено Ключевское месторождение с профилирующей пирит-турмалиновой минерализацией (ключевской тип). В составе руд преобладают турмалин, кварц и пирит. Второстепенное значение имеют халькопирит; фрейбергит, арсенопирит. Основные промышленные запасы золота сосредоточены в жильных телах кварц-турмалинового состава с наибольшим развитием поздней сульфидной минерализации. В составе руд отмечаются примеси Zn, Cu, Pb, Ag, W, Mo, Co.

На северо-восточном фланге Монголо-Охотской шовной зоны профилирующими становятся золото-антимонит-пирит-арсенопиритовый (итакинский) и более поздний (раннемеловой) золото-ртутно-сурьмяный (олонгринский) типы минерализации, которые совмещены с кварц-молибденитовым, кварц-турмалиновым, пирит-арсенопиритовым и полиметаллическим.

Таким образом, по простиранию Монголо-Охотской шовной зоны с юго-запада на северо-восток происходит такая смена профилирующих несущих золотое оруденение минеральных типов месторождений: кварцевый малосульфидный - пирит-арсенопиритовый - сложный сульфидно-сульфосольный и золото-серебряный - висмут-теллуридовый - актинолит-магнетитовый - пирит-турмалиновый - антимонит-пирит-арсенопиритовый - ртутно-сурьмяный.

Смена типов минерализации наблюдается и по латерали в юго-восточном направлении от основной сутуры в серии параллельных ей зон разломов, также заложенных в процессе коллизии континентов. В зоне Газимурского разлома эпицентром золотой минерализации является Новоширокинский рудный район, где получили развитие месторождения золото-сульфидной формации (новоширокинский тип). Здесь совмещены кварц-турмалиновый, пирит-арсенопиритовый, полиметаллический, слабо проявленный сульфосольный и золото-карбонатный (кочковский) минеральные типы. В расположенной юго-восточнее зоне Урулюнгуевского разлома профилирующим является золото-мышьяковый

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

(гурулевский) тип.

Литература

1. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В .В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо -Охотского пояса // Отечественная геология, 1997, № 11, с. 52 - 58.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ РУД ВСКРЫТЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

А.Д.Строителев[1], Л.А.Зырянова[1], М.Д.Бабанский[1], А.Я.Доронин[2]
[1]Томский госуниверситет, г. Томск, [2]Рудно-Алтайская ГРЭ, г.Змеиногорск

Известно, что одной из типоморфных особенностей полиметаллических месторождений колчеданно-полиметаллической формации Рудного Алтая является выдержанность минералого-геохимического профиля рудной составляющей. Установленное соотношение средних содержаний меди, свинца и цинка соответственно 1 : 3 : 6 в рудах определяется присутствием одного халькопирит-галенит-сфалеритового парагенезиса в ассоциации с пиритом [2]. Однако, если для построения различных классификационных схем эти факты принимаются за отличительные признаки изучаемых месторождений, то для определения промышленной ценности разведанных на них запасов металлов необходима дополнительная информация о влиянии индивидуальных особенностей состава и строения руд на показатели их обогащения. Поэтому независимо от степени сходства и обоснованной принадлежности к геолого-промышленному типу на каждом открытом месторождении проводится технологическая оценка руд не по аналогии, а по соответствующей программе. Конкретные задачи и объемы последней определяются порядком пространственной изменчивости прежде всего минерального состава оруденения.

На "слепых " месторождениях, где руды сложены типоморфной гипогенной халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовой ассоциацией, подобная оценка сводится к технологическому опробованию природных типов и разновидностей руд по единой колективно-селективной схеме обогащения. В процессе проводимых на месторождении технологических испытаний лишь корректируются режимы дезинтеграции рудных агрегатов и реагентов флотации, определяются показатели обогащения руд и качество селективных концентратов с целью обоснования выделения в однотипных по обогатимости рудах технологических сортов [3].Накопленный опыт по геолого-промышленной оценке и эксплуатации полиметаллических месторождений Рудного Алтая показывает, что при наличии возможности селективной добычи выделенные сорта руд целесообразно обогащать совместно в определенных пропорциях.

Значительно сложнее задачи приходится решать при технологической оценке руд месторождений, выведенных на погребенный эрозионный срез. На каждом конкретном месторождении круг этих задач зависит от направленности и интенсивности гипергенного преобразования первично-сульфидного оруденения, а также от масштабов проявления и геолого-пространственных условий локализации гипергенных минералов - продуктов окисления рудообразующих сульфидов. Показательным примером в этом отношении являются месторождения Рубцовского рудного района (Степного, Рубцовского, Захаровского), приуроченные к погружению палеозойских структур под мощный чехол рыхлых отложений в северо-западной части Рудного Алтая [1,8]. Развитые на них зоны окисления по строению и составу соответствуют в общих чертах классической схеме зональности и стадийности окисления сульфидов С.С.Смирнова [4,7]. В результате химического опробования и минералогического картирования рудной зоны этих месторождений установлено, что оруденение, отвечающее промышленным кондициям по условному цинку, характеризуется, прежде всего, резкой невыдержанностью абсолютных содержаний металлов

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

(Cu,Pb,Zn) и их соотношения, а во-вторых, присутствием широкого спектра минералов-носителей основных рудообразующих компонентов. По степени распространенности в пределах рудной зоны большинство из них составляет ассоциации, типоморфные для разных стадий окисления первичных сульфидов, а пространственно в разрезе обособляющиеся в виде подзон. Однако последние, за исключением подзоны богатых окисленных руд, не имеют четких границ раздела и связаны постепенными взаимопереходами, а слагающие их рудные агрегаты характеризуются тонкими и сложными структурными взаимоотношениями минералов. Естественно, качество руд таких частях рудных тел существенно отличается от первично-сульфидных руд, а его оценка представляет в определенной степени научный поиск в плане обоснования критериев выделения технологических типов, сортов и выбора оптимальных вариантов схем и режимов обогащения. В практике разведки месторождений с этой целью принимались в качестве основного критерия содержание металлов в форме гипергенных минералов или коэффициенты их окисленности (A_{Cu}, A_{Pb}, A_{An}). Основой для определения последнего служили результаты фазового химического анализа рядовых и групповых проб [9]. Вместе с тем имевшая место неоднозначность в трактовке сути этого критерия выражалась в отнесении вторичных сульфидов к группе кислородсодержащих минералов и в неопределенности их предельных количеств для выделения типов руд. Подобный подход является в принципе ошибочным, так как приводит к искусственному завышению коэффициента (A_{Cu}) и при низких A_{Pb} и A_{Zn} руды, сложенные более чем на 90% сульфидами, должны относиться к смешанному, а в ряде случаев к окисленному типам руд. Предложенная ГКЗ СССР методика выделения технологических типов руд по степени окисленности также недостаточно корректна [5]. Во-первых, оксиды металлов пользуются крайне ограниченным проявлением, а с геохимических позиций их развитие ниже зоны окисного обогащения исключено в принципе. Во-вторых, регламентированные пределы содержаний металлов для каждого типа руд даны без должного обоснования и не учитывают полностью многообразия гипергенных минералов металлов в разрезе рудной зоны месторождения. В то же время результаты исследования минерального состава гипергенно преобразованных руд месторождений Рубцовского и Золотушинского рудных районов свидетельствуют о том, что отдельные гипергенные минералы оказывают различное влияние на технологическое качество руд. В общем виде они могут быть объединены в следующие группы:

I.Минералы, не извлекаемые в селективные концентраты и переходящие в отвальные хвосты обогащения руд (смитсонит, монгеймит, плюмбоярозит, осаризаваит, каламин, хризоколла и др.).

II. Минералы, отрицательно влияющие на реагентный режим флотации (госларит, халькантит, мелантерит, цинкхалькантит и др.).

III. Минералы, ведущие себя неадекватно при флотации и нарушающие селективную флотацию основных рудообразующих сульфидов (халькозин, ковеллин, борнит).

IV. Минералы, переходящие при обогащении руд в разноименные концентраты или промпродукты (церуссит, англезит, азурит, малахит, куприт и др.).

Именно с таких позиций следует интерпретировать результаты фазового анализа при типизации руд по степени окисленности. Так, независимо от содержания только минералов I группы, руды должны относиться к сульфидному типу в виде технологического сорта, а долю связанных с ними металлов следует исключать из общего баланса запасов и относить к естественным потерям с отвальными хвостами обогащения. Присутствие в рудах минералов II группы также не является основанием для исключения их из сульфидного типа, а лишь указывает на введение в схему обогащения дополнительного технологического приема, позволяющего снизить концентрацию ионов Zn, Cu и сульфат-иона в пульпе флотации [6]. Минералы III группы, хотя и представлены сульфидами, существенно отличаются по флотационным свойствам от халькопирита и образуют очень тонкие структуры срастания с основными сульфидами руд. В результате при обогащении последних они переходят не только в медный, но и в свинцовый и цинковый концентраты, снижая

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тем самым их качество. Учитывая, что в пределах рудных тел вторичные сульфиды пользуются широким и неравномерным распространением, в качестве критерия для выделения технологических сортов следует принимать коэффициент гипергенности сульфидов меди (S_{Cu}). Введение его позволяет оконтурить в рудных телах сульфидных руд блоки с S_{Cu} 15% для селективной добычи и получения коллективного концентрата для кивц этой плавки. Минералы последней группы, как правило, концентрируются в восстающих частях рудных тел, слагая подзоны богатых карбонатных руд и окисного обогащения, а в технологическом плане представляя тип окисленных руд. Ниже верхней границы зоны вторичного сульфидного обогащения они пользуются крайне неравномерным распространением, а количественно подчинены сульфидам. Поэтому при оценке качества руд более объективным критерием будет суммарный коэффициент окисленности металлов ($\Sigma A_м$), чем пометальный (A_{Cu}, A_{Pb}, A_{An})

Особо следует подчеркнуть, что результаты фазового анализа руд должны рассматриваться через призму минералогии для удаления методического "вируса". К примеру, не выдерживают критики данные анализа по содержанию плюмбоярозита в пробах руд, отобранных ниже зоны цементации и тем более из слепых рудных тел. Появление его там противопоказано самой сутью процессов минералообразования. Практически содержание плюмбоярозита определяется при анализе руды по остаточному принципу. А это значит, что за него принимаются шламовые включения галенита в жильных минералах. Нельзя также принимать на веру повышенные содержания в пробах руды моносульфидов меди, развитие которых могло происходить техногенным путем при нарушении условий хранения измельченного рудного агрегата в процессе производства анализов. Определенное сомнение также возникает относительно обратной зависимости между валовым содержанием свинца и содержанием вторичных минералов (англезита и церуссита) в пробах руды. Если это не учитывать, то необходимо согласиться с присутствием на глубоких горизонтах руд с коэффициентом окисленности на уровне смешанного типа и выше, что в действительности является редким исключением из общей схемы.

В заключение следует отметить, что рассмотрение вопроса дано в плане постановки и привлечения внимания исследователей к более углубленному изучению зоны гипергенеза на погребенных месторождениях и рудопроявлениях в металлогенических и геолого-технологических целях.

Литература

1. Беляев А.П., Строителев А.Д., Чекалин В.М., Степченко С.Г. Основные черты геологии и перспективность нового Рубцовского рудного района (Рудный Алтай) // Вопросы геологии и географии Сибири. Материалы научной конференции. – Томск: Изд-во Том.ун-та, 1972. – С. 40-45.
2. Горжевский Д.И., Чекваидзе В.Б., Исакович А.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. – М.: Недра, 1977. - 197 с.
3. Малообъемное технологическое опробование и картирование рудных месторождений при разведке (Инструкция № 1). – М.: ВИМС, 1979. – 47 с.
4. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. – М.: Изд-во АН СССР, 1951.
5. Сборник руководящих материалов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых. Том I. – М.: 1985. – 576 с
6. Строителев А.Д., Зырянова Л.А., Бутина Л.К., Абдуллина Р.Г., Рубцов Н.В. Техногенное преобразование руды Захаровского месторождения (Рудный Алтай). Тезисы докладов научной конференции, посвященной 100-летию открытия ТГУ. – Томск: 1988. – Т. I.
7. Строителев А.Д., Зырянова Л.А., Доронин А.Я. Строение и состав зоны окисления Захаровского месторождения (Рудный Алтай) // Геологические формации Сибири и их рудоносность. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983.
8. Строителев А.Д., Зырянова Л.А., Свешникова В.Л. Полиметаллические месторождения Рубцовского рудного района (Рудный Алтай) // Рудные месторождения. Минералогия. Геохимия. – Томск: Томский гос. ун-т, 1996. – С. 40-56.
9. Филимонова Н.А. Фазовый анализ руд и продуктов их переработки. – М.: Химия, 1975. – 280 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ОБОГАТИМОСТИ РУД ТУГАНСКОГО КОМПЛЕКСНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.Д. Строителев[1] , Н.А. Сазонтова[1], А.В. Поднебесных [1], В.Г.Бирюков [2], Н.Ю.Ахмадшин [3], Г.Н.Вербицкая [4]
[1]Томский госуниверситет, [2]Томскгеолком, [3]Томская ГРЭ, г.Томск,
[4]Западно-Сибирский испытательный центр, г. Новокузнецк

С наведением «прозрачных» границ между республиками СССР произошел распад единого технологического цикла титанового и цирконового производств. В наиболее сложном положении оказалась при этом Россия, которая, имея соответствующие производственные мощности по переработке титанового и цирконового сырья, осталась без освоенной рудно-сырьевой базы и полностью зависит от импорта из ближнего зарубежья.

В обзорно-аналитических работах Быховского Л.З. и Зубкова Л.Б., посвященных данной проблеме, однозначно утверждается, что среди известных в России месторождений этих видов минерального сырья наибольший промышленный интерес представляют погребенные комплексные титано-циркониевые россыпи прибрежно-морского типа[4,5].

В свою очередь при сопоставлении последних они считают первоочередным объектом для промышленного освоения Туганское месторождение. Одной из предпосылок тому является проведенная его доразведка и переутверждение разведанных запасов руд в ГКЗ РФ. Наряду с технико-экономическими аргументами на приоритет Туганского месторождения также «работает» высокий научно-технический потенциал г. Томска, специалисты, которые выполняют разноплановые исследования в рамках межотраслевой программы подготовки месторождения к освоению. Несмотря на целевую самостоятельность, конкретные темы имеют связующее звено – минеральное вещество рудоносных песков, продуктов их обогащения и передела. Вполне очевидно, что уровень изученности их вещественного состава во многом определяет степень достоверности оценки технологического качества и потенциальной комплексности разведанных запасов руд[2]. Именно с этой целью наряду с рутинным минералого-химическим и технологическим опробованием на месторождении было проведено геолого-технологическое опробование, часть результатов которого рассматривается в работе.

В естественном залегании на месторождении руды представляют собой по агрегатному состоянию глинисто-песчаную смесь, обогащенную цирконовыми и титановыми минералами и внешне не отличимую от вмещающих отложений кусковской свиты. Промышленные контуры её рудных пластов не отвечают геологическим границам и определялись по условному ильмениту.

Характерной особенностью гранулометрического состава рудных песков является количественное преобладание мелко-тонкообломочных минеральных зерен (-0.28 +0.03). На их долю приходится 80-85% объема руды, из которых 50-55% составляет мелкообломочная фракция (-0.28 +0.1), тогда как содержание классов крупности +0.28, -0.1+0.07, +0.03-0.07 находится на уровне 10±3%. Алеврито-пелитовая составляющая (-0.03) отмечается в рудах повсеместно от 13-35% в отдельных интервалах, а в среднем по участкам и рудным пластам достигает 15-20%. Выявленная при минералого-технологическом картировании общая выдержанность отношения содержаний классов крупности зерен минералов указывает на генетическую и технологическую однотипность полиминеральных агрегатов.

Другим, более веским подтверждением тому является характер распределения по классам крупности главных рудообразующих компонентов-диоксидов титана и циркония. Основные их запасы сконцентрированы в классах крупности –0.28+0.03, из которых наиболее продуктивным является класс –0.07+0.04, содержащий до 75-80% ZrO_2 и 35-40% TiO_2 при содержании соответственно до 20% и 25-30% в классе –0.1+0.07 с выдержанно-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

стью отношения их содержаний 1 : 3-4 пропорционально суммарному содержанию. Отсутствие на месторождении участков, обогащенным одним из компонентов, выражается также в высоком коэффициенте корреляции между ними – 0.87. Характерно, что в более крупных классах (+0.28) доля оксидов этих металлов не превышает в среднем 2-3%, тогда как в алевро-пелитовой фракции она почти на порядок выше, чем определяется большая часть естественных потерь металлов [рис.1].

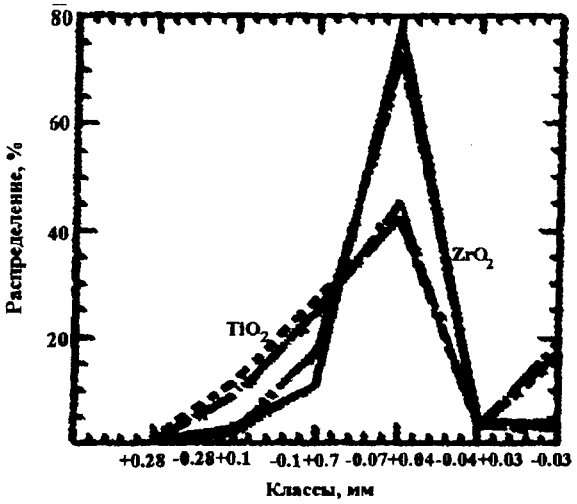


Рис.1 Графики распределения средних содержаний рудообразующих компонентов по классам крупности песков

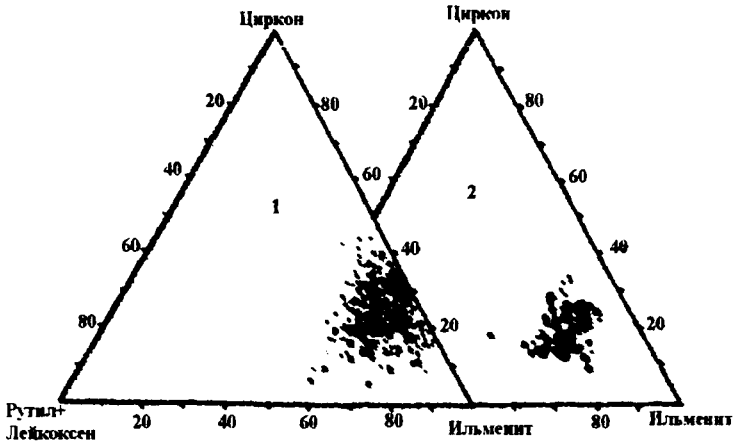


Рис.2 Диаграммы соотношения содержаний основных рудообразующих минералов в песках:
1 – по рудным пересечениям,
2 – по малообъемным технологическим и полупромышленным (○) пробам

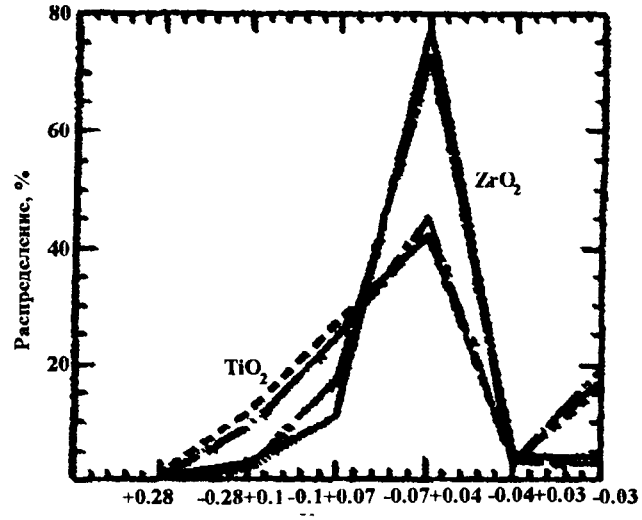


Рис 3. Графики извлечения основных рудообразующих компонентов в концентраты и их суммарных потерь:
1 – цирконовый концентрат
2 – ильменитовый концентрат
3 – лейкоксеновй концентрат
4 – потери в отсевах и шламах

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Валовый минеральный состав руд имеет крайне низкий уровень пространственной изменчивости, свойственной отложениям прибрежно-морского типа. В процессе изучения месторождения разные исследователи обнаружили около 50 минералов, но только шесть из них образуют устойчивую ассоциацию и определяют суммарную потенциальную ценность разведанных запасов основных и отчасти попутных компонентов [7]. Остальные минералы пользуются резко ограниченным и неравномерным распространением, а при обогащении руд перераспределяются между основными рудообразующими фракциями: тяжелой рудной, легкой кварцевой и глинистой каолиновой.

Тяжелая рудная фракция (коллективный концентрат) составляет в среднем 2.55% от массы руды, тогда как её содержание в отдельных пробах варьирует от 0.35 до 6.75%. Установленная при минералого-технологическом картировании зональность в изменении содержания тяжелой фракции в пределах участков и пластов является отражением особенностей формирования россыпи и объективной предпосылкой для оконтуривания богатых блоков для селективной добычи и обогащения [1]. Целесообразность выделения технологических сортов предопределена наличием прямой зависимости между выходом тяжелой фракции и содержанием в ней минералов-носителей главных рудообразующих компонентов (циркона, ильменита, лейкоксена и рутила). В отдельных малообъемных пробах суммарное их содержание колеблется от 7.5 до 105 кг/м^3, а в среднем по месторождению их доля составляет 85% от массы тяжелой фракции при коэффициенте корреляции 0.72.

В свою очередь содержание каждого из этих рудных минералов находится в прямой корреляционной связи с суммарным их содержанием и независимо от колебания в отдельных пробах отношение содержаний ильменита и лейкоксена с рутилом к циркону остается выдержанным (рис. 2). Вместе с тем в целом по месторождению наблюдается обратная зависимость между этим параметром и выходом тяжелой фракции и суммарным содержанием в ней рудных минералов. Как правило, высокое значение этого отношения характерно рудам с пониженным выходом тяжелой фракции, а его снижение на обогащенных участках руд предопределено ростом концентрации циркона без уменьшения содержания титановых минералов. Сравнение данных минералогического и химического анализов через баланс распределения диоксида титана по минеральным фазам показывает, что кроме главных титановых минералов в рудах присутствует ещё ряд его минералов (анатаз, брукит, сфен и титаномагнетит), а также лейкоксеновый «промпродукт». Если на долю первых приходится не более 5% TiO_2, то «промпродукт» связывает более 25% TiO_2 и представляет собой биминеральный агрегат, который отвечает различным стадиям замещения ильменита лейкоксеном. В технологическом плане он будет неадекватно вести себя в процессе селекции коллективного концентрата и отрицательно влиять на показатели обогащения руд (выход и качество титановых концентратов, потери диоксида титана со шламами, рис. 3). Поведение диоксида циркония в процессе обогащения руд полностью обусловлено размерностью, морфологией, составом и свойствами мономинеральных зерен и кристаллов циркона, так как присутствие других минералов (бадделеита, катаплеита, малакона) требует еще доказательств. Вместе с тем в тяжелую фракцию также входит ряд минералов (монацит, турмалин, ставролит и др.), которые считаются попутными ценными компонентами II группы и при необходимости и целесообразности могут извлекаться в селективные продукты.

Одной из типоморфных особенностей вещественного состава руд является то, что в минералах тяжелой фракции содержится широкий спектр редких металлов и редкоземельных элементов, которые по концентрациям отвечают попутным ценным компонентам III группы и при решении ряда технологических и экологических вопросов могут переводиться по измененной технологической схеме в товарные продукты, повышающие коэффициент рентабельности месторождения [3,6].

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Наряду с этим в тяжелой фракции присутствует целый ряд вредных примесей (хром, сера, фосфор, торий, железо), которые, находясь в неравнозначных минералого-геохимических связях с основными рудообразующими минералами, распределяются между товарными концентратами, снижая их качество. Однако из-за низкого содержания их отрицательное влияние будет в пределах, установленных ГОСтами и ТУ.

Нерудная составляющая руд, представленная кварцевой и глинистой фракциями, полностью относится к попутным ценным компонентам II группы и в процессе обогащения руд выводится в самостоятельные товарные продукты, которые в зависимости от качества являются сырьём для ряда отраслей промышленности.

Оценивая в целом влияние вещественного состава руд на их технологичность, следует отметить, что наиболее информативными параметрами являются выход тяжелой фракции, суммарное содержание титановых минералов и циркона и отношение содержаний последних. Установленная в процессе минералого-технологического картирования значимая положительная корреляционная зависимость между этими параметрами и показателями обогащения аппроксимирована линейными уравнениями вида: $Y = a + Bx$. В частности, уравнение регрессии, отражающее связь суммарного извлечения рудных минералов с выходом тяжелой фракции, имеет выражение: $\Sigma E_{р.м.} = 143.68 + 0.33\gamma_{т. фр.}$, где $\Sigma E_{р.м.} < 200\%_{отн.}$ На основе полученных данных по малообъемным и групповым пробам удалось откартировать с помощью ЭВМ выходы цирконового, ильменитового и лейкоксенового концентратов, извлечение в них диоксидов циркония и титана, а также оконтурить поля с различным выходом тяжелой фракции и выделить три природные разновидности и соответственно технологических сорта: бедные ($\gamma < 2\%$), среднего качества ($\gamma = 2\text{-}4\%$) и богатые ($\gamma > 4\%$).

В настоящее время на Туганском месторождении проектируется опытно-промышленное производство, при создании которого будут апробирована рекомендованная технологическая схема и продолжены исследования по повышению показателей обогащения руд и использованию коллективного и селективных концентратов и попутных продуктов обогатительного передела.

Литература

1. Ахмадшин Н.Ю., Бирюков В.Г., Князев Г.Б., Строителев А.Д. Опыт минералого-технологического картирования Туганского цирконо-титанового месторождения// Тезисы докладов научной конференции. Проблемы геологии Томской области. Т. 2. - Томск: 1996. - С.80.
2. Бирюков В.Г., Строителев А.Д., Эрвье Ю.Ю. Проблемы освоения Туганского комплексного месторождения/ Природокомплекс Томской области. - Томск: ТГУ, 1990 - С.233-238.
3. Бирюков В.Г., Строителев А.Д., Ахмадшин Н.Ю. Экологические аспекты освоения Туганского комплексного месторождения.// Тезисы докладов региональной конференции «Проблемы экологии Томской области». Т. 2. Томск: 1992. - С.71-73.
4. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Стратегия развития и освоения минерально-сырьевой базы титана России// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление.- 1995.-№5 - С.6-12.
5. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы циркония// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление.- 1996.- С.14-18.
6. Рихванов Л.П., Кропанин С.С., Соловьев А.И., Бабенко С.А. Возможности комплексной переработки цирконо-ильменитовых россыпных месторождений// Тезисы докладов Международной конференции – Алматы: 1993.- С.134-136.
7. Янковский В.А. Минералогия песков Туганской свиты// Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности. №1, 1960. - С31-37.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ В ТРУБКАХ ВЗРЫВА НЕПСКО-ГАЖЕНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

М.Е. Тонких
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Месторождения и проявления Непско-Гаженского железорудного района приурочены к вулканическим трубкам взрыва, прорывающим отложения кембрия и ордовика. Они весьма схожи между собой по геологическому строению, минеральному составу, структурным и текстурным особенностям руд и отнесены к одному гидротермально-метасоматическому (ангаро-илимскому) типу.

Гаженская группа трубок взрыва располагается на южном склоне Непского свода. Важными особенностями геологического строения района является присутствие в разрезе осадочного чехла гаженской пачки, продуктивной на калийные соли, весьма протяженной пластовой интрузии траппов - Усольского силла, наличие рассолов хлор-натриевого и хлор-кальциевого состава [2].

При проведении детальных геологических исследований подразделениями ПГО «Иркутскгеология» в 1982-1986 гг. были выявлены ряд особенностей стадийности метасоматических процессов и вещественного состава метасоматитов.

1. Из всей группы трубок наиболее полно, с поверхности и на глубину свыше 1 км, изучена Шолоховская трубка. Она заполнена агломератовыми туфами и туфобрекчиями с крупными блоками ксенотуфов и осадочных пород (верхоленской и ангарской свит). Породы, выполняющие трубку, испытали интенсивную многостадийную гидротермально-метасоматическую переработку, в результате чего были скарнированы, хлоритизированы, гидрослюдизированы, кальцитизированы. После этого они подверглись доломитизации, повторной кальцитизации, ангидритизации, огипсованию и засолению.

2. Обобщенная схема стадийности прохождения метасоматических процессов выглядит следующим образом: 1) скарновая стадия; 2) кальцитовая; 3) магнезиальная; 4) кальцитовая.

3. Процесс метасоматической доломитизации приводит к образованию новой группы пород: доломит-магнетитовых, хлорит-серпентин-доломитовых, хлорит-кальцит-доломитовых. Процесс доломитизации и, как результат, образование вторичных доломитовых пород на месторождениях ангаро-илимского типа отмечен впервые.

4. Известно, что при инфильтрационном метасоматозе возможно последовательное наложение все более низкотемпературных образований с сохранением следов высокотемпературной метасоматической зональности. Нарушение стадийности может быть связано с тем, что новые инфильтрационно-метасоматические процессы вызваны воздействием более высоких температур. Фактором, вызвавшим повышение температуры, возможно, является внедрение Усольского силла.

5. На исследованной площади кровля силла располагается в 150-200 м ниже подошвы гаженской пачки. Количественный расчет асимметричного теплового поля над кровлей силла на уровень гаженской пачки был проведен С.М. Замараевым и др. [1] на основе графика величины теплового поля, рассчитанного Г.Д. Феоктистовым. Температура нагрева в бассейне р. Гаженка, возможно, поднималась до 350 °С.

6. Такой мощный прогрев толщи, несомненно, вызвал значительные изменения гидродинамики вод, заключенных в ней, и преобразование рассолов в гидротермальные растворы и флюиды.

7. Гидротермальные растворы могли оказывать интенсивное взаимодействие на карналлитовые породы гаженской пачки, в результате разложения которых происходил вынос $MgCl_2$ и обогащение им гидротермальных растворов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

8. В трубках взрыва процесс циркуляции гидротермальных растворов, обогащенных $MgCl_2$, протекал наиболее интенсивно. Обезмагнивание растворов могло происходить при прохождении их через карбонатные породы, в результате чего проявилось метасоматическое замещение кальцита доломитом.

Литература

1. Замараев С.М. и др. О температурном воздействии траппов на калийные соли Непского калиеносного бассейна Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 42-47.
2. Малых А.В. и др. Тектоника центральной части Непского свода. Новосибирск: Наука, 1987. С. 48-64.

СРАВНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПОДГРУПП МЫШЬЯКА И СЕРЫ В ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДВУХ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

Ю.П. Трошин
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Задачей этой работы является изучение и сравнение разделения As, Sb, Bi и S, Se, Te между собой в золоторудных месторождениях двух орогенных областей - складчатой системы Кузнецкого Алатау фемического типа и Верхоянской складчатой области сиалического профиля.

Кузнецкий Алатау представляет собой орогенную область с выраженной структурной и металлогенической зональностью, расположенную в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. От зоны Кузнецкого глубинного разлома, ограничивающего область с запада, в направлении на восток происходит смена земной коры фемического типа на фемически-сиалическую и затем на более сиалическую. Этот разрез характеризует раннепалеозойскую зону перехода океан-континент со сложной историей геологического развития.

Большинство исследователей полагает, что с рифея до позднего кембрия Кузнецкий Алатау развивался в островодужном режиме, причем со среднего кембрия по типу зрелой островной дуги, а с позднего кембрия-ордовика в режиме активной континентальной окраины. В позднем ордовике - силуре обстановка была коллизионной. Коллизия сопровождалась формированием гранитоидных батолитов пестрого состава. Вряд ли можно установить, сколько было, особенно в докембрии, островных дуг и детали их геологической истории, но наиболее вероятно одно, что магматизм рассматриваемого отрезка времени с рифея до ордовика объединяется принадлежностью к типу магматизма зон субдукции.

Большинство золоторудных месторождений залегает в основном среди рифейских толеит-базальтовых вулканических толщ и приурочено к субвулканическим силлам и дайкам габбродиабазовых, габбродиоритовых порфиров. В то же время их размещение зачастую явно контролируется батолитами и массивами габбро-диорит-гранодиоритового состава мартайгинского комплекса, в экзоконтактовой зоне которых (реже внутри массивов) локализуется золотое оруденение.

Верхоянская складчатая область включает в себя всю территорию распространения осадочных пород верхоянского комплекса, представляющего обломочную толщу, сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами, отложившимися в условиях мелководья и континентального склона. Комплекс формировался с карбона до юры. Мощность отложений превышала 10 км, современная ширина Верхоянской складчатой области 500 км.

Перед поздней юрой восточнее Верхоянской области и на удалении от нее была заложена Уяндино-Ясачненская островная дуга. Зона субдукции падала с северо-востока на

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

юго-запад в сторону восточного склона Сибирского континента и Верхоянской системы, что установлено петрохимической зональностью вулканитов. В связи с общим движением Чукотско-Аляскинской плиты в направлении сближения с сибирской окраиной Лавразийской плиты в раннем мелу Уяндино-Ясачненская островная дуга столкнулась с Восточно-Сибирским континентом. В результате в середине раннего мела произошли первые деформации в Верхоянской складчатой области в виде надвигов и складкообразования. Перекрытие верхоянского комплекса с утолщением земной коры привело к выплавлению гранитной магмы и формированию в раннем мелу Колымского батолитового пояса. Батолиты сложены гранитами и гранодиоритами. "Установлено, что состав их удивительно близок к среднему составу осадочных толщ верхоянского комплекса" [1]. Вариации состава гранитов коррелируются с вариациями состава вмещающих пород. Предполагается, что условия плавления и генерации гранитных расплавов возникли в висячем крыле надвигов в процессе развивавшейся коллизии. Внедрению батолитов предшествовали дайки и другие малые тела габбро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов.

Верхоянская складчатая область представляет собой яркий пример складчатой области сиалического типа с характерными для нее особенностями. Прежде всего, это практическое отсутствие или весьма слабое проявление на значительной территории складчатой области базитового магматизма в поздней юре - позднем мелу в период формирования эндогенного оруденения и резкое доминирование гранитного батолитового магматизма. Характерно широкое распространение гранитов, представленных главной фацией редкометальных плюмазитовых гранитов по классификации Л.В. Таусона. В коллизионном Колымском батолитовом поясе площадь массивов, представленных главной фацией редкометальных плюмазитовых гранитов, достигает 2000 кв. км (Чалбинский и Чибагалахский батолиты) при полном их отсутствии в Кузнецком Алатау, где намного выше общая основность гранитов.

Поэтому для золотого оруденения Якутии не характерна связь с базитовым магматизмом. Наиболее ранние (J_3-K_1) золото-серебряные и золото-сульфоантимонитовые месторождения субдукционного этапа развития относятся к золото-кварцевой формации, тяготеют к дайкам диоритовых порфиров и гранит-порфиров. Более поздние (K_1) золото-редкометальные месторождения (как и олово-редкометальные) связаны с гранитными интрузиями коллизионного этапа развития. Золото-антимонитовая минерализация (K_2) постколлизионного этапа контролируется глубинными разломами в геосинклинальных прогибах.

Сравнение показывает, что при сходстве общей обстановки субдукции и коллизии при формировании Кузнецкого Алатау в раннем палеозое и Якутии в юре и в мелу, общие геологические различия строения этих областей очевидны. Различия обусловили и разную историю формирования, разный генезис и геохимическую специализацию As, Sb, Bi, S, Se, Te в золоторудных месторождениях.

Общее в геохимии золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Якутии заключается в следующем. Рассматриваемые месторождения обеих провинций - гидротермальные, средне - и средне-низкотемпературные, средне-малоглубинные. В этих общих условиях формирования проявляется некоторый соответствующий общий набор свойств элементов, благоприятствующий объединению одних элементов в ассоциации и "запрещающий" совместное нахождение других элементов (в определенной пропорции).

Так отношение S/Se в рудах равно кларковому в породах или меньше его (при кларковом отношении Se/Te) и может увеличиваться только при условии роста роли Te, вытесняющего Se (при Se/Te<1). При резко преобладающем участии в процессе As относительно Sb и Bi (As/[Sb+Bi]> 10-15) последние два элемента обнаруживаются в любых пропорциях, играя роль микроэлементов - спутников мышьяка. Однако, когда роль Sb и Bi существенно возрастает, различия в их свойствах начинают играть определяющую роль и приводят к резкому ограничению области совместного участия в гидротермальном процессе, т. е. к резкому разделению условий одновременной мобилизации, переноса и отло-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

жения обоих элементов. Поэтому на тройных диаграммах рис. 1 заштрихованные поля "запрещенных" ассоциаций элементов одни и те же в обеих провинциях.

Различие в составе золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Якутии заключается в следующем. Золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау по распределению S, Se, Te и As, Sb, Bi делятся на 4 группы:

1) Основная часть золотого оруденения - месторождения, обогащенные S (с некоторой тенденцией "сползания" состава в сторону Te) и As. Это золото-кварцевые месторождения, локализованные вблизи гранитоидных массивов мартайгинского комплекса (или реже внутри них) и залегающие среди толеит-базальтовых толщ , особенно среди субвулканических тел этой толщи (Берикульское, Центральное, Коммунаровское и др.). По всем этим характеристикам они похожи на наиболее распространенные месторождения золота в зеленокаменных поясах.

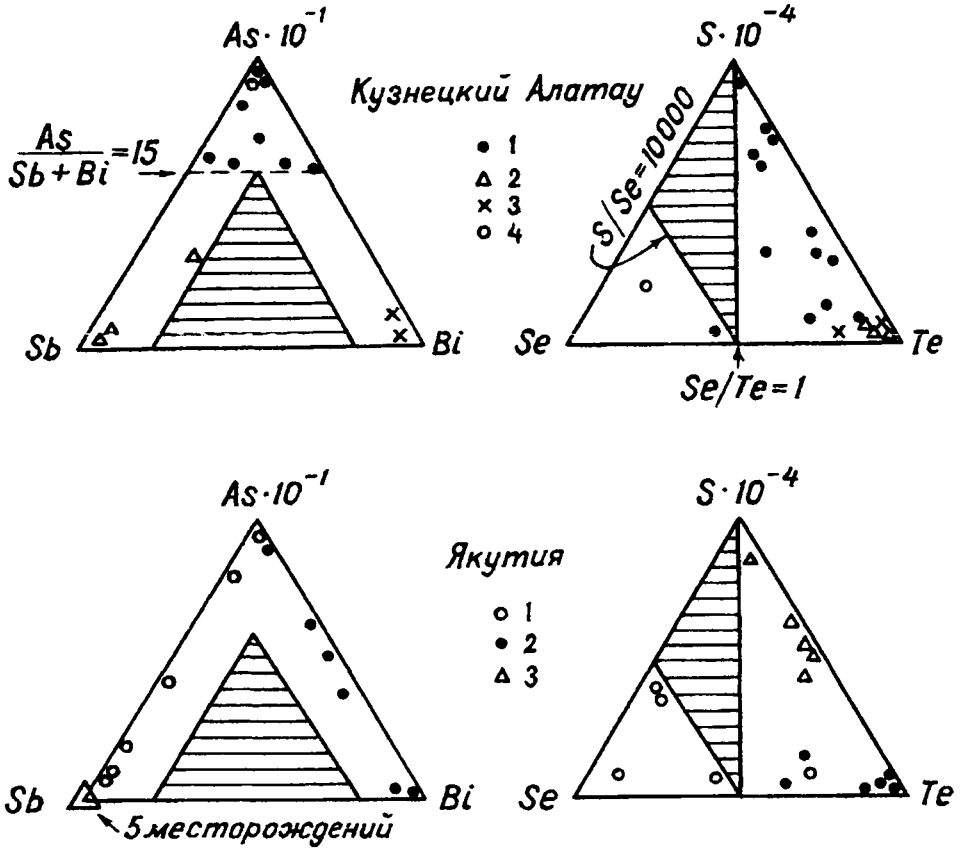


Рис. 1. Сравнение состава золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау и Якутии.

Месторождения **Кузнецкого** Алатау: 1) Наиболее распространенные золотокварцевые и золото-кварц-сульфидные; 2) золото-серебряные полиметаллические; 3) обогащенные Bi и Te; 4) обогащенные Se и As. Месторождения **Якутии:** 1) золото-серебряные и золото-сульфоантимонитовые; 2) золото-редкометальные; 3) золото-антимонитовые. Заштрихованы области, нехарактерные для руд по составу.

2) Золото-серебро-полиметаллические месторождения и жилы в тех же преимущественно золотокварцевых рудных полях, более богатые сурьмой (Sb=As), а также Au и Te (Гавриловское и др.).

3) Некоторые месторождения обогащены Bi и Te. Они формировались на фоне выраженных процессов сиенитизации и калишпатизации габбродиабазовых и габбродиоритовых порфиров, к которым они приурочены (Знаменитинское и др.).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

4) Практически единственное золото-серебряное Саралинское месторождение, обогащенное Se и As. Ассоциация As-Se не характерна для золотых месторождений Кузнецкого Алатау, но бывает широко развита в золото-серебряных рудах других складчатых областей. Это комплексные месторождения группы элементов с высоким ионным потенциалом (U, Mo, Se, As, P, B) или золото-серебряные месторождения, типа распространенных в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, в Верхоянской складчатой области.

В целом наиболее вероятным источником Au, As, Te, S, Sb в месторождениях Кузнецкого Алатау были толеитбазальтовые, андезитбазальтовые породы, которые вмещают оруденение и для которых характерен повышенный кларк указанных элементов Процессы мобилизации вещества и рудоотложения могли протекать по-разному. Например, по К. Конди [2], As и Au мобилизуются и накапливаются при процессах автометасоматической эпидотизации базальтоидов, а мобилизация и вынос Sb и Au происходит при автометасоматической карбонатизации базальтоидов.

Золоторудные месторождения Верхоянской складчатой области, как было написано выше, делятся на три группы. Эти группы отчетливо разделяются и по соотношению рассматриваемых элементов.

1) Золото-серебряные и золото-сульфоантимонитовые месторождения золото-кварцевой формации субдукционного этапа развития обогащены As (As≥Sb) и Se, ассоциируют, в основном, с дайками диоритовых порфиритов и гранит-порфиров.

2) Золото-редкометальные месторождения, связанные с гранитными интрузиями коллизионного этапа развития (K_1), обогащены As-Bi и Te. Среди этих интрузивов распространены редкометальные плюмазитовые граниты, которые обычно имеют существенно повышенный кларк Bi и Te. Геохимическая специализация редкометальных гранитов и золото-редкометальных месторождений на Bi, Te, возможно, связаны между собой. Этот тип оруденения похож на Кузнецко - Алатаусское тем, что рост активности Bi и Te происходил на фоне возросшей активности K.

3) Золото-антимонитовые месторождения постколлизионного этапа (K_2), контролируемые глубинными разломами в геосинклинальных прогибах, резко обогащены Sb, из халькогенов обогащены S с "дрейфом" в сторону некоторого обогащения Te. Источником сурьмы могла быть нижняя континентальная кора, имеющая наибольшее значение отношения Sb/As и Sb/Bi по сравнению как с верхней мантией, так и с верхней континентальной корой [3].

Свойства As, Sb и Bi и их сульфидных минералов противоречивы и не позволяют сделать однозначный вывод о сравнительной летучести. Отношение содержаний этих элементов в верхней континентальной коре к содержаниям в нижней континентальной коре [3] дает такой интегральный ряд нарастающей летучести в условиях земной коры: Sb (1,0)→ As (1,9) →Bi (3,3). Такое же отношение составов океанического базальта типа MORB и мантии дает ряд Sb (1,9) → Bi (2,3) → As (3,9). Что касается халькогенов, то они в условиях земной коры в основном содержатся в рассеянном пирите и в сульфатах. Последние весьма устойчивы, пириты же легко разрушаются. При этом идет фракционирование халькогенов: первым уходит Se, вторым Te и последней S (точнее в этой последовательности уменьшается коэффициент распределения флюид/пирит).

В Верхоянской складчатой области процесс эволюции гранитоидного магматизма и рудообразования, возникновение которых связано с метаморфогенно-гидротермальной мобилизацией вещества подошвы терригенного верхоянского комплекса и её плавлением, был единым [4]. Этой модели отвечает геохимическая последовательность обогащения золоторудных месторождений разными ассоциациями халькофилов с течением времени, учитывая выше описанную фракционную дегазацию коровых источников этих элементов при термальном метаморфизме: As и Se (J_3) → Bi, As и Te (K_1) → Sb и S (K_2).

Таким образом, черты сходства и различия в геологической истории формирования золоторудных месторождений двух орогенных областей фемического и сиалического типов обусловили сходство и различие геохимических особенностей состава месторождений

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

этих областей. Существуют менее признанные и частные точки зрения отдельных исследователей на проблемы магмо- и рудообразования. Например, по Кузнецкому Алатау есть мнения о более древнем возрасте части золото-кварц-сульфидного оруденения и о девонском возрасте золото-висмут-теллуровой минерализации. По Якутии высказывалось мнение о сходстве гранитоидов с андезитами, к тому же известна связь части золото-теллуридных месторождений с андезитами на Северо-Востоке России. Несомненно, дальнейшие исследования геологии, возраста и состава пород и руд внесут коррективы в существующие представления. Пока же для сегодняшнего уровня изученности регионов изложенные здесь геохимические модели представляют наиболее адекватными. Пробы руды по Якутии были предоставлены Г.Н. Гамяниным и В.А. Амузинским, за что автор выражает им искреннюю благодарность. Выполнено при поддержке РФФИ, грант 97-05-65322.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. - М.: Недра, 1990.- Т.1. - 327 с.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, её состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. - 379 с.
4. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золоторудно-магматические системы гранитоидного ряда на Северо-Востоке СССР// Рудно-магматические системы Востока СССР: Сб. науч. тр. - Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. -С. 37-48.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ВЕРХОЯНО-ЧЕРСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО ОРОГЕНА

В.Ю. Фридовский
Академия наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск

В пределах Верхояно-Черского коллизионного орогена выделяются Верхоянский и Яно-Колымский (Главный) золоторудные пояса (рис.1). Верхоянский пояс вытянут в долготном направлении на расстояние около 1700 км от побережья моря Лаптевых на севере до р. Мая на юге. Раннеколлизионное золотое оруденение получило наиболее широкое распространение в металлогеническом поясе, однако масштаб отдельных месторождений незначительный [1]. Раннеколлизионные месторождения развиты в Хараулахском, Орулганском, Куранахском и Бараинском сегментах Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. К югу они известны в западной зоне Южно-Верхоянского синклинория, в пределах Аллах-Юньской золотоносной полосы, выделенной в 30-х годах Ю.А.Билибиным.

Формирование оруденения связывается с началом процесса коллизии в поздней юре-неокоме восточной окраины Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном и Охотским террейном. Месторождения древнее коллизионных гранитоидов, датированных в 120-90 млн. лет [4] и локализованных в осевой части Верхоянского складчато-надвигового пояса. Они контролируются зонами скалывания (shear zone), которые формируют в кульминациях крупнейших антиклинориев системы чешуйчатых веероов, причленяющихся к глубинному срыву, предполагаемому в основании верхоянского комплекса, или приурочены к периферийным частям сдвиговых транспрессионных структур. Оруденение ассоциирует с зонами метаморфических изменений пород, которые обычно соответствуют низким ступеням зеленосланцевой фации. Для раннеколлизионных месторождений характерно многоярусное размещение оруденения, аналогичное известным месторождениям Австралии (Бендиго, Балларат), реже встречаются внутрипластовые секущие жилы и штокверки.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

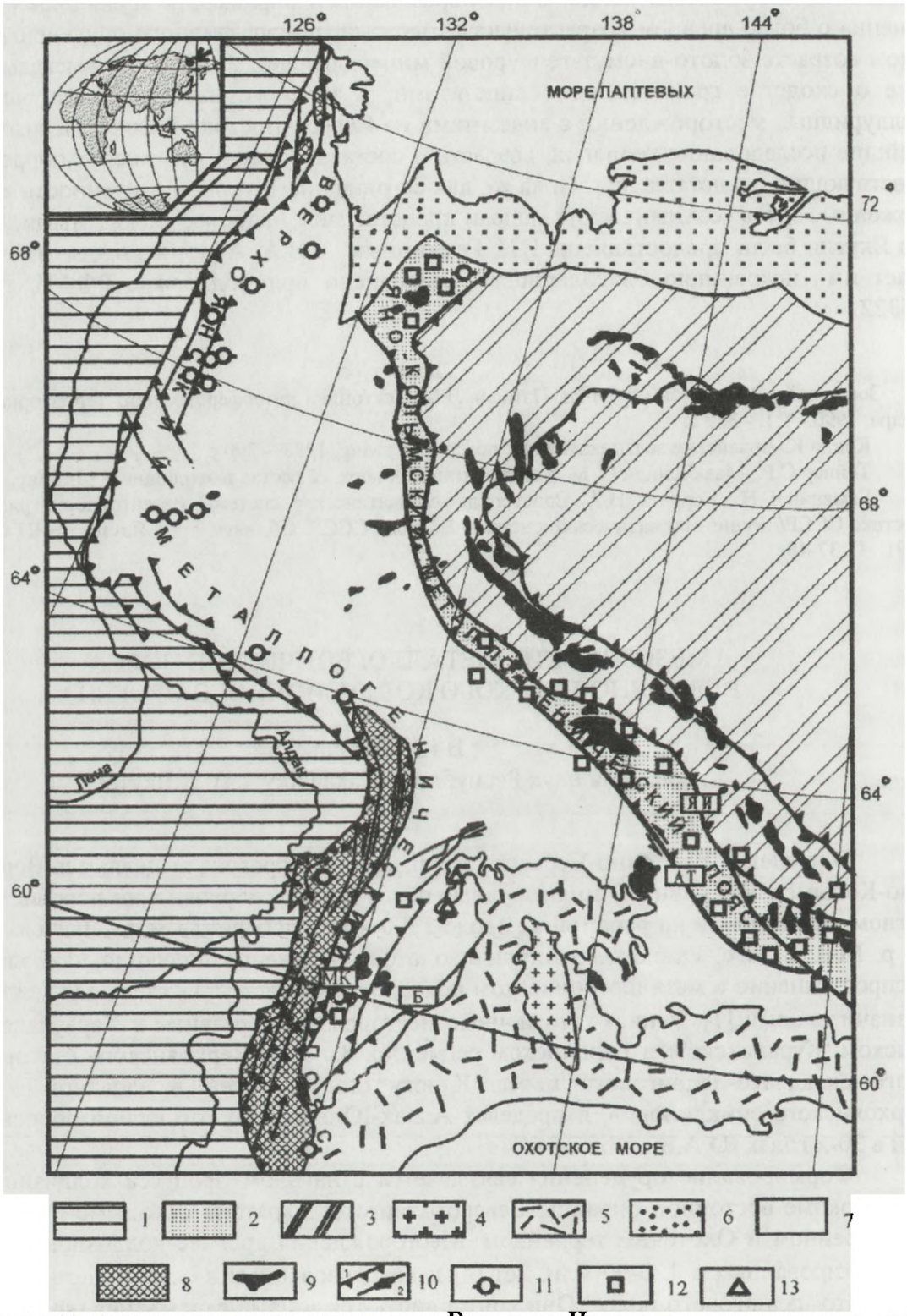


Рис. 1 Схема размещения золотого оруденения Верхояно-Черского коллизионного орогена.

1- Сибирская платформа; 2- Кулар-Нерский сланцевый пояс; 3- Колымо-Омолонский супертеррейн; 4- Охотский террейн; 5- Охотско-Чукоткий вулканогенный пояс; 6- кайнозойские отложения; 7-8- Верхоянский складчато-надвиговый пояс (7 - верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения, 8 - средне- и нижнепалеозойские, вендские и рифейские отложения); 9- коллизионные граниты; 10- надвиги (1), сдвиги (2); ЯИ- Яно-Индигирский разлом, АТ- Адыча-Тарынский разлом, Б- Билякчанский разлом, МК- Минорско-Кидерикинский разлом; 11-13- золоторудные месторождения (11- раннеколлизионные, 12- позднеколлизионные, 13- субдукционные).

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Так в Юрско-Бриндакитском рудном узле выделяется пять продуктивных горизонтов, приуроченных к повторяющимся в разрезе грубозернистым пачкам песчаников верхнекаменоугольного возраста. Горизонты разделяются алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами мощностью до первых сотен метров. Общая мощность рудовмещающих отложений суркеченской и халыиньской свит меняется в различных частях рудного узла от 1200 до 2200 м. Рудовмещающие толщи расположены в западном крыле Минорской зоны повышенной деформированности пород, отделяющей центральную и западную зоны Южно-Верхоянского синклинория.

В южной ветви Верхоянского металлогенического пояса проявлено позднеколлизионное золотое оруденение, связанное с динамическими процессами второго этапа деформаций (галлик-поздний мезозой) коллизии юго-восточного края Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна. Магматогенно-гидротермальное оруденение золото-кварцевого, золото-редкометалльного типов приурочено к разрывным нарушениям длительного развития внутренней части надвиговых дуплексов, центральным и периферийным участкам Сетте-Дабанской транспрессионной присдвиговой зоны. К этому типу принадлежит крупное Нежданинское золоторудное месторождение с прожилково-вкрапленными и жильными телами.

В Верхоянском металлогеническом поясе оруденение максимально развито в Северном и Южном Верхоянье, что может быть объяснено первичной подготовленностью субстрата к эпигенетическим преобразованиям и динамометаморфизму, в связи с особенностями седиментофонда крупных палеодельтовых комплексов пассивной окраины [3]. Имеются предпосылки выявления в Кыллахской и Сетте-Дабанской зонах Верхоянского складчато-надвигового пояса карлинского типа месторождений (Светлинский, Широкинский рудно-россыпные узлы).

Яно-Колымский (Главный) металлогенический пояс приурочен к границе Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. Пояс контролируется разломами северо-западной ориентировки (Адыча-Тарынский, Яно-Индигирский), ограничивающими комплекс аккреционного клина Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, который образован черносланцевыми толщами Кулар-Нерского сланцевого пояса и среднепозднеюрскими флишевыми отложениями Иньяли-Дебинского синклинория, прорванными коллизионными гранитоидами [2]. В металлогеническом поясе развито, в основном, позднеколлизионное оруденение золото-сульфидного, золото-кварцевого, золото-редкометалльного и золото-сурьмяного типов. Оруденение размещается в транспрессионных и в сдвигово-дуплексных структурах и образует секущие жилы, минерализованные зоны дробления, прожилково-вкрапленные тела, штокверки. К наиболее крупным месторождениям Якутской ветви Яно-Колымского пояса относятся месторождения Кючюс, Бадран и Якутское.

Месторождение Бадран приурочено к Бадран-Эгеляхскому сдвиго-взбросу, входящему в состав Мугурдах-Селериканской зоны разломов северо-западного простирания. В лежачем крыле вскрываются средне- и верхненорийские толщи, которые в аллохтоне сменяются карнийскими и норийскими отложениями. Амплитуда перемещения по разлому в разных частях оценена от 600 до 1300 м. Золото-кварцевое оруденение прослежено на глубину 800 м, по простиранию на 5.6 км. Породы лежачего крыла деформированы в синклинальную складку с элементами опрокидывания к юго-западу. В висячем крыле отмечаются складки двух генераций. Ранние (F_1) брахиформные складки северо-западной ориентировки и поздние (F_2) присдвиговые аксоноклинали с шарнирами, погружающимися в северо-восточном направлении. В центральной части полого ($28\text{-}35^0$) падающего к северо-востоку сместителя устанавливаются надвиговые перемещения. На флангах надвиговой зоны сместитель падает круто ($50\text{-}80^0$) к северу и по нему фиксируются левосдвиговые с незначительной взбросовой компонентой смещения, что объясняется положением надвиговых структур в зоне кулисного перекрытия смежных правоступенчатых сдвигов (сдвигово-дуплексные структуры). Дуплексы сжатия, сопровождающие сдвиговые дефор-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

мации являются важными для локализации оруденения структурами Верхояно-Черского коллизионного орогена.

Предполагается длительное развитие рудообразующих процессов Яно - Колымского металлогенического пояса, начиная с накопления рассеянных концентраций золота в верхнепалеозойских и нижнемезозойских черносланцевых толщах дистальных частей Верхоянской пассивной континентальной окраины и последующая его мобилизация при метаморфизме и интрузии гранитоидов, сопровождающие коллизию восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна.

В Верхоянском и Яно-Колымском металлогенических поясах отмечается общая направленность рудо- и структуроформирующих процессов, характерная также для других рудных районов северной Пацифики. Она коррелируется с общими геодинамическими событиями в рамках аккреционного цикла, при коллизии в поздней юре-мелу Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном и Охотским террейном. В начале развития складчатых поясов образуется раннеколлизионное тектоно-метаморфогенное золото-кварцевое оруденение, в последующем на этапе кульминации коллизии формируется позднеколлизионная золото-кварцевая и золото-редкометалльная минерализация гранитоидного ряда. Постколлизионное (субдукционное) комплексное золото-серебряное и золото-редкометалльное оруденение, связанное с развитием перекрывающих и сшивающих вулкано-плутонических комплексов активных окраин заключает рудный процесс в мезозойских орогенных поясах.

Литература

1. Фридовский В.Ю. Классификация структур рудных полей и месторождений золота Восточной Якутии // Наука и образование. 1997. №1. С.169-175.
2. Фридовский В.Ю. Месторождения золота орогенных поясов северо-востока Якутии: структурные и геодинамические условия формирования // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС. 1997. С.185-187.
3. Япаскурт О.В., Косоруков В.Л. Сопоставление минералогенеза в отложениях дельт тафрогенных и миогеосинклинальных комплексов (по отдельным объектам севера и востока Азии) // ДАН. 1995. том 344. №2. С. 222-225.
4. Fujita K., Stone D.B., Layer P.W., Parfenov L.M., Kozmin B.M. Cooperative program helps desipher tectonics of northeastern Russia // EOS. Transactions. American geophysical union. 1997. V. 78. № 24. P.245, 252-253.

ИЗУЧЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВИСМУТА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ МЕТОДОМ ИНВЕРСИОННОЙ ВОЛЬТАМПЕРОМЕТРИИ

А.А.Хващевская, Р.Ф.Зарубина
Томский политехнический университет, г. Томск

Количественное определение в природных водах редких металлов, к которым относится висмут, необходимо для целей геохимии и охраны окружающей среды. Природные воды все еще слабо охарактеризованы по содержанию в них висмута. Предварительные оценки кларка висмута в океанических водах составляют 0.01- 0.03 мкг/л. Концентрация висмута в гидросфере по А.П. Виноградову - 0.02 мкг/л [1] , а в пресных , речных , подземных и озерных водах менее 0.01 мкг/л [3]. Недостаток информации о фоновых концентрациях висмута в различных типах природных вод затрудняет решение ряда геохимических задач при оценке перспективности территорий на полезные ископаемых, а также при проведении экологической экспертизы воздействия промышленных предприятий на окружающую среду.

Анализ применяемых методов анализа вод показал, что определение следов висмута в водах является сложной задачей при использовании любых методов анализа из-за

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

солевой мешающей матрицы, на фоне которой незначительные концентрации висмута обуславливают необходимость применения предварительного избирательного концентрирования [2]. Среди всего разнообразия методов определения висмута все большее применение в анализе природных вод находит метод инверсионной вольтамперометрии. Он позволяет проводить определение висмута с пределом обнаружения 0.001 мкг/л в водах различного химического типа.

С целью изучения фоновых территориальных концентраций исследованы пресные гидрокарбонатные кальциевые воды юго-востока Западной Сибири и сульфатные кальциево-магниевые воды Восточных Саян разной минерализации. Органические вещества представлены гуминовыми (Г) и фульвокислотами (Ф). Общее содержание органических веществ составляет 1,1-6,07 мг/л.

Определение висмута выполнялось методом инверсионной вольтамперометрии в постоянно-токовом режиме на ртутно-пленочном электроде в солянокислом фоне при потенциале электролиза (- 0,125)В и времени накопления 10 минут. Количественную оценку проводили методом стандартных добавок.

Согласно полученным результатам среднее содержание висмута в водах изменяется от 0,004 мкг/л в подземных водах источников Восточных Саян с минерализацией 330 мг/л до 0,19 мкг/л в речных водах Западной Сибири с минерализацией 287 мг/л. В сульфатных водах Восточных Саян с минерализацией 4250 мг/л при pH 4 наибольшие содержания висмута составили 0,47 мкг/л. Здесь же в ультрапресных водах с минерализацией около 100 мг/л при pH 8,0-8,5 содержание висмута менее 0,002 мкг/л, как и в углекислых водах с минерализацией 1400 мг/л при pH 9,2. В водах с минерализацией 460-680 мг/л при pH 8,8-9,0 содержания висмута обнаружены в сотых долях (0,014-0,028) мкг/л.

Максимальные встреченные значения 0,55 мкг/л и 0,7 мкг/л в пресных водах Западной Сибири отмечаются на участках техногенного воздействия на природные воды в районе г. Томска. В подземных водах на участках захоронения жидких радиоактивных отходов (г. Северск) средние содержания составляют 0.05 мкг/л при максимальных встреченных значениях- 0.37 мкг/л (таблица).

Таблица. Содержание висмута в природных водах бассейна р. Оби

Тип вод и район исследований	Число проб	pH	Минерализация, мг/л	Содержание Ф-Г кислот, мг/л	Содержание висмута : среднее-максимальное, мкг/л
Поверхностные воды, г. Томск	15	7.4	287	3.80 - 1.20	0.190 - 0.700
Родник, г. Томск	3	7,0	465	0,90 - 0,20	0,020 - 0,020
Подземные воды, г. Северск	34	7,2	300	3,56 - 1,31	0,050 - 0,370
р.Обь Томск-Стрежевой	30	7,5	199	2,46 - 0,45	0,080 - 0,320
р. Обь, Бийск-Томск	3		100	1.80 - 0.30	0.010 - 0.550
р. Томь, Междуреченск-Томск	6		115	1.60 - 0.30	0.005 - 0.036

Анализ таблицы показывает, что в речных водах бассейна р. Оби отмечаются более высокие средние значения висмута по сравнению с подземными, что может быть связано с процессами поверхностного загрязнения.

Литература

1. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов.Кн 2.- М.: Недра, 1996.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2. Орешкин В.Н., Цизин Г.И., Внуковская Г.А. Сорбционно-атомно-абсорбционное определение следов металлов(Ag, Bi, In, Cd, Pb и Tl) в морских и речных водах с применением двухкамерного атомизатора порошков // Журнал аналитической химии, 1994, т. 49, N7. - С. 755 - 760.
3. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.- М.: Недра, 1978.- 288 с.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)

С.Р. Цыкин
Красноярскгеолком, г. Красноярск

На рубеже мезозоя и кайнозоя на территории заангарской части Енисейского кряжа повсеместным распространением пользовались коры выветривания. Сформированные в условиях субтропического климата и умеренно расчлененного рельефа они отличались значительным вертикальным размахом и глубокими преобразованиями субстрата. При наложении процессов выветривания на золотоносные зоны происходило существенное изменение параметров золотоносности. В ряде случаев это приводило к формированию промежуточных коллекторов с высокими содержаниями свободного золота и россыпеобразующей крупностью золотин. При последующем размыве эти коллекторы служили источниками наиболее богатых россыпей.

Интенсивность гипергенного преобразования первичных руд и степень обогащения продуктов кор выветривания свободным крупным золотом определялись многими факторами. Золотоносные коры формировались по месторождениям как золото-кварцевой (Герфед, Николаевское, Васильевское), так и золото-сульфидно-кварцевой (Бабушкина гора) и золото-сульфидной (Самсон, Попутное, Светлое) формаций. Влияние литолого-минералогического фактора проявилось в том, что процессы выветривания проявились наиболее интенсивно и распространялись на наибольшую глубину вдоль контактов пород контрастного состава. Так, на Самсоновском месторождении, где золотое оруденение локализовалось на контактах метаэффузивов основного состава и мраморов пенченгинской свиты, коры выветривания установлены на глубине свыше 200 м, степень концентрирования золота в зоне гипергенеза относительно первичных руд достигает 5 - 10 крат.

Месторождения Боголюбовское и Светлое расположены на противоположных бортах долины р. Рыбной (правого притока Ангары). Руды обоих месторождений представлены прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией в кварц-карбонатно-слюдистых метасоматитах по сланцам удерейской и кординской свит. На Боголюбовском месторождении продукты коры выветривания не сохранились, о ее наличии в прошлом можно судить только по параметрам золота в небольшой россыпи дренирующего месторождение одноименного ручья. На месторождении Светлом, хотя уровень его эрозионного среза ниже на сто метров, вдоль контакта метасоматитов и гипербазитов попутнинского комплекса золотоносные продукты коры выветривания каолинит-гидрослюдистого состава установлены на глубине более 30 метров. В перекрывающих их аллювиальных отложениях кирнаевской свиты неогена установлено наличие шлихового золота с содержанием до 1100 мг/м^3.

Распространение процессов выветривания на глубину, при прочих равных условиях, наиболее интенсивно происходило вдоль крутопадающих структур – литологических контактов, зальбандов жил, тектонически ослабленных зон. Наиболее благоприятный для развития процессов гипергенеза тектонический режим заключался в происходящем одновременно с ними слабом воздымании территории, благодаря чему процессы выветривания

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

охватывают большие объемы пород. Такой режим существовал в районе Татарского свода, где процессы корообразования получили наибольший размах.

Перемещенные продукты кор выветривания латеритного профиля сопровождают все известные на сегодняшний день рудные месторождения и проявления. Наиболее масштабно они представлены в Восточно-Татарской рудной полосе. В верховьях Большой Мурожной, Удерея, Большой и Малой Пенченги в основании разреза заполняющих долину рыхлых отложений часто залегают красноцветные валунистые глинистые отложения, близкие по составу к образованиям коры выветривания, развитым на Самсоновском месторождении. Литологические особенности этих отложений и характер распределения в них золота указывают на перемещение их в долины путем вязко-пластичного течения, в условиях перигляциальной климатической обстановки. К таким отложениям приурочены россыпи Мурожнинская, Боровинская, Ивановская, истоков Удерея.

На месторождении Васильевское переотложенные глины коры выветривания сохранились в локальной депрессии в правом борту руч. Степановского, на северо-восточном фланге рудной зоны. Здесь в мелких скважинах колонкового бурения встречены красноцветные глины с окатанным в разной степени кварцевым материалом. Мощность глин превышает 10 м, их разрез, состав и золотоносность остались не изученными. На месторождении Бабушкина гора остатки золотоносной коры выветривания сохранились в ложковой россыпи в истоках Большой Пескиной. На золото-сурьмяном месторождении Удерейское маломощная кора выветривания в переотложенном виде наблюдается в правобережной террасовой россыпи р. Безымянка-II.

При размыве кор выветривания в плейстоцене-плиоцене формировались специфические аллювиальные отложения, характеризующиеся красно-бурыми тонами окраски, повышенной глинистостью цемента и высоким содержанием кварца в составе обломочного материала. Такие отложения, в той или иной степени золотоносные, местами сохранились на террасах и под увалами верхних течений главных золотоносных рек района, а также в бассейнах рек Горбилок, Аяхта, Южная Кадра. Современные условия для образования повышенных концентраций золота в зоне гипергенеза неблагоприятны. Промышленные концентрации гравитационного золота установлены в элювии только на месторождении Николаевском, где трещиноватые кварцевые метасоматиты головной части Николаевской жилы перемывались водами верховий Удерея, то есть эта россыпь имеет эллювиально-аллювиальную природу. В современных зонах окисления месторождений Удерейского и Бабгора установлено снижение среднего содержания золота в рудах при относительном увеличении количества золота в свободной форме. На месторождении Васильевское алювиально-делювиальные отложения молодого лога, дренирующего рудное поле вблизи выхода главного рудного тела на поверхность, несут только знаковую золотоносность.

Основываясь на изложенном материале, можно сделать следующие выводы:

1.В основе образования системы золотоносных россыпей района лежало широкомасштабное формирование золотоносных кор выветривания. Высокие концентрации и богатые запасы свободного золота в корах выветривания возникали при благоприятном сочетании многих факторов - литологического, структурного, тектонического и других.

3.Связь масштабов коренных золоторудных зон и образующихся по ним россыпей не прямая. Для образования богатых россыпей с высокой продуктивностью необходимо наличие золоторудной зоны соответствующего масштаба. Однако крупные золоторудные объекты не всегда сопровождаются богатыми россыпями.

4.Оценивая перспективность территории на рудное золото, необходимо первоочередное внимание обращать на участки, где известны бескорневые россыпи золота.

Признаками относительно близкого источника россыпи являются наличие в составе рыхлых отложений, слагающих долину водотока, переотложенных продуктов кор выветривания, неравномерность гранулометрических характеристик золота.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ТОМСКОГО РАЙОНА

Е.В. Черняев, Е.И. Черняева, Г.Г. Номоконова
Томский политехнический университет, г. Томск

Томский район приурочен к зоне сочленения салаирид Кузнецко-Алатаусской и поздних герцинид Колывань-Томской складчатых зон. Основной тектонической структурой района является Колывань-Томская зона. Она входит совместно с Калба-Нарымской зоной в Центрально-Западносибирскую складчатую систему и обнажается в ее южной открытой части. [9]. В пределах Томской и Новосибирской областей Колывань-Томская зона получила название Томского (Новосибирского) прогиба или Томского синклинория. Томский прогиб является аналогом Калбинского прогиба Калба-Нарымской зоны. Эти структуры имеют близкие форму, размеры 400-450 х 60 км, мощность осадочных толщ (5.5-6.1 км) и в целом одинаковый набор терригенных мелководных, прибрежно-морских и лагунно-континентальных осадочных формаций девон-каменноугольного возраста, метаморфизованных в фациях B_{4-5}. Сопоставимыми являются установленные мощности земной коры и ее отдельных слоев. В Калбинском прогибе мощность коры в целом составляет 43-45 км., в Томском - 41-42км, мощность базальтового слоя равна соответственно 20-21 и 21-24 км, а гранитно-метаморфического - 24-27 и 21 км. Близкие петрофизические характеристики имеют структурно-вещественные комплексы обоих прогибов. От соседних структур в физических полях они отличаются увеличенной мощностью коры, устойчиво более низким уровнем гравитационного поля с отрицательными гравитационными аномалиями, преимущественно отрицательным магнитным полем, осложненным чаще всего поперечными, преимущественно положительными аномальными зонами.

Томский прогиб с северной, западной и юго-западной сторон закрыт рыхлыми отложениями чехла. На востоке и юго-востоке он ограничен Томским шарьяжем, по которому аллохтонные отложения Колывань-Томской структурно-фациальной зоны надвинуты на автохтонные отложения Кузнецко-Алатаусской зоны. Поверхность шарьяжа вскрыта многочисленными скважинами в районе г. Анжеро-Судженска, р. Березовой, в районе Каменского месторождения известняков. Сместитель здесь полого ($0-25^0$) погружается на запад. Амплитуда перемещения по шарьяжу составляет 6-30 км.

Внутренняя структура Колывань-Томской зоны и близкорасположенных структур Кузнецкого Алатау подчинены конфигурации шарьяжа. Перед фронтом шарьяжа располагаются глубокие краевые прогибы, во фронтальной части шарьяжа салаириды превращены в зону меланжа. Колывань-Томская зона состоит из серии крупных линейных складок-чешуй, разделенных системой продольных надвигов, сбросов и взбросов раннепозднескладчатого заложения. К наиболее крупным из них относится Урбейский разлом, по которому совмещены отложения Томского и Зарубинско-Лебедянского типов разрезов. В прифронтальных частях Томского шарьяжа, на участках шарьирования на жесткие глыбы Кузнецкого Алатау и Салаира, тектонические пакеты приобретают более крутое залегание, в результате чего наиболее древние среднедевонские карбонатно-вулканогенные отложения герцинид выводятся на поверхность. При этом образуется зона внешних поднятий - Буготакского, Митрофановского, Омутнинского, представленных шарьяжными пластинами. Северо-западной границей Томского прогиба является Обь-Чулымский шарьяж, во фронтальной части которого развита система надвигов, состоящая из Коларовского, Наумовского и Самуськинского. По Коларовскому надвигу происходит перекрытие пакетов складок север-северо-восточного простирания, образующих тело Томского шарьяжа, пакетами северо-восточного простирания.

Кроме продольных разломов в Колывань-Томской зоне широко проявлены поперечные и диагональные системы нарушений послескладчатого структурного парагенезиса. Поперечные нарушения широко развиты на участках относительно крутого положения

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Томского шарьяжа вблизи жестких выступов Салаира и Кузнецкого Алатау. Они вмещают пояса и пучки даек и, судя по их морфологии, являются структурами раздвига (отрыва). Простирание поперечных структур практически перпендикулярно простиранию пород в тектонических пакетах и поэтому меняется в различных блоках от северо-западного в Обь-Чулымо-Коларовском пакете, до запад-северо-западного - в Коларово-Юргинском и запад-юго-западного в блоке западнее г. Новосибирска. Основные поперечные разрывы фиксируются по приуроченным к ним дайковым поясам и пучкам даек в этих поясах .

Диагональные нарушения проявлены в Колывань-Томской зоне не менее широко, чем продольные и поперечные, однако, в связи с плохой обнаженностью территории на геологических картах, как правило, не отображаются. В Томском районе они уверено выделяются по геофизическим данным, результатам морфоструктурного анализа, реже фиксируются по наблюдаемым дизъюнктивным перемещениям геологических границ. Диагональные нарушения проявлены в виде двух ортогональных систем: восток-северо-восточной и северо-западной. Лучше проявлены разломы восток-северо-восточного направления. Ориентировка диагональных структур также определяется простиранием шарьяжных пластин. Поэтому за Коларовским надвигом и далее, за Урбейским разломом, диагональные разломы постепенно меняют свое направление, приобретая в целом облик дугообразных структур.

Среди всего многообразия диагональных структур восток-северо-восточного простирания в районе выделяется 2 основных зоны разломов - Киргизская и Щербакская. По Киргизской системе разломов установлены правосдвиговые нарушения раннескладчатых (Коларовский) и позднескладчатых (Урбейский) разломов с горизонтальной амплитудой смещения свыше 4 км. К структурным узлам пересечения этой зоны с продольными нарушениями приурочены Копыловское рудопроявление золота и все известные рудопроявления сурьмы. В Щербакской системе разломов происходит изгибание продольных разрывов с образованием диагональной зоны излома-изгиба (кинк-зоны). Зона хорошо проявлена в субмеридиональном блоке между Томским и Кузнецко-Алатаусским разломами. Кинк-зона фиксируется по изгибанию осей складок и ограничению блока салаирид. По этим признакам Щербакская зона разломов также характеризуется правосдвиговыми перемещениями с амплитудой около 4 км. К этой зоне приурочены Томское, Лагерносадское проявления золота, россыпи золота по р.Ушайка и Турунтаевская рудная зона. Кроме описанных диагональных зон разломов в районе широко проявлены диагональные нарушения более высоких порядков. Они относятся как к ортогональным системам разломов, так и образуют оперяющие системы. Как правило, именно эти системы нарушений являются рудолокализующими (Батуринское проявление и др.).

Формирование перечисленных структурных парагенезисов в Колывань-Томской зоне завершилось становлением коллизионных интрузивных комплексов: новосибирского гранитоидного, томского долеритового и барлакского лейкогранитового. Гранитоиды раннепермского новосибирского комплекса слагают Новосибирский и Обской массивы. Они представлены широкой гаммой субщелочных гранитоидов относительно повышенной основности, которые пересекаются дайками базитов [8]. По особенностям состава, структурному положению и металлогении они являются типичными для миогеосинклинальных областей образованиями инверсионной гранитовой формации [6]. В геофизических полях гранитоиды характеризуются повышенной магнитностью и пониженной долей урана в их радиоактивности. В гравитационном поле им соответствуют интенсивные до 20 мГл и менее интенсивные аномалии - 2-6 мГл, характерные для конформных неперемещенных гранитоидных тел.

Гранитоиды среднетриасового барлакского комплекса слагают мелкие массивы: Колыванский, Орловский, Барлакский и представлены субщелочными лейкогранитами, которые по особенностям состава и структурного положения сопоставимы с орогенными гранитоидами лейкогранитовой формации миогеосинклинальных зон [6]. С ними в Новосибирской области связаны проявления редкометальных грейзенов, пегматитов и ореолы

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

полиметаллической и золоторудной минерализации [4]. В геофизических полях лейкограниты барлакского комплекса характеризуются низкой магнитностью, высокой радиоактивностью при очень высоких содержаниях тория и особенно урана. В гравитационных полях они практически не отражаются, поскольку, очевидно, являются выступами перемещенных гранитов в поле интенсивной гранитизации.

Из анализа потенциальных полей Колывань-Томской зоны следует, что все гранитоидные массивы на глубине соединяются. Отличительной их особенностью является более высокое, чем это следует для пород гранитного состава, магнитное поле (500-1000 нТл и более) и отрицательные аномалии приращения силы тяжести. Такое соотношение физических полей объясняется развитием даек долеритов и их гранитизацией во фронтальной части гранитоидов барлакского комплекса. Эта модель развития магматизма подтверждается геологическими наблюдениями и последними радиологическими данными по гранитоидам новосибирского и барлакского комплексов и дайкам базитов, согласно которым раннепермские и среднетриасовые гранитоиды Колывань-Томской зоны разделены внедрением ранне-среднетриасовых даек [8,10]. Она также согласуется с установленной последовательностью формирования гранитовой и лейкогранитовой формаций в миогеосинклинальных областях Средней Азии, Казахстана, Якутии и Северо-Востока [2,5,6]. В отличие от последних в Колывань-Томской складчатой зоне отсутствуют гранитоиды нормального ряда повышенной основности диорит-гранодиоритовой формации, которые обычно проявляются в виде комплекса «малых интрузий» - даек, мелких штоков и формируются между гранитовой и лейкогранитовой формациями. Вероятно, в силу особенностей глубинного строения и геодинамического развития, в Колывань-Томской зоне их место заняли дайки ранне-среднетриасового долеритового комплекса.

В Томском районе гранитоидные массивы не закартированы, но по особенностям физико-геологической обстановки, близкой с обстановкой Обского и ряда других массивов, здесь предполагается наличие невскрытого Томского массива гранитоидов преимущественно барлакского типа. Характер гравитационного и магнитного полей позволяет предположить, что кровля массива находится на глубине 1-1.5 км. Массив расположен в осевой части Томского прогиба, приурочен к границе тектонических пакетов и имеет плитообразную форму с выступами на поверхности кровли. Косвенными признаками наличия невскрытого массива субщелочных литофильных гранитоидов являются минералогические потоки рассеяния минералов-индикаторов: граната, турмалина, ставролита и др., а также аномалии Mo и Sn в литогеохимических потоках рассеяния и Li и F - в гидрогеохимических полях.

Дайки ранне-среднетриасового томского долеритового комплекса развиты на большей части Томь-Яйского междуречья, образуя ареал изометричной формы около 50 км в диаметре. Внутри ареала дайки концентрируются в несколько дайковых поясов запад-северо-западного простирания. Максимальная концентрация дайковых тел наблюдается в ядерной части Томского синклинория в надинтрузивной зоне невскрытого Томского гранитоидного массива.

Дайки томского комплекса характеризуются большим петрографическим разнообразием пород от долеритов до монцодиоритов и их неоднородной намагниченностью. Это обусловлено не только наличием генераций даек несколько отличного состава [3,11], но и процессами высоко-среднетемпературного метасоматоза, связанного с предполагаемым невскрытым Томским гранитоидным массивом. Дайки долеритов подвергаются метасоматическим преобразованиям с образованием магнетит-биотит-микроклиновых метасоматитов. Степень метасоматического преобразования обуславливает их петрографическое разнообразие, петрофизические свойства и определяется удаленностью даек от кровли гранитоидного массива и структурной проницаемостью блоков пород. Метасоматические изменения проявляются в образовании порфиробластов калиевого полевого шпата с реликтами плагиоклаза, серицита, хлорита; калишпатизации плагиоклаза с образованием корродирующих кварц-калишпатовых микрографических агрегатов; развитии биотита в виде

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

струй и зон лучистых, центрически-лучистых агрегатов вдоль трещин с обильным выделением магнетита; обрастании биотитом хлоритизированных зерен пироксена, развитии биотита по микротрещинкам зерен плагиоклаза, наличии миарол и прожилков кварц-калишпатового состава с эпидотом, хлоритом, кальцитом; повышенным содержании акцессорных минералов со следами их перекристаллизации и переотложения; такситовом строении пород с неравномерным распределением наложенных минералов и наличии шлир с реликтовым долеритовым строением.

Таким образом, по своему геотектоническому положению, стратиграфическому и литологическому разрезу, тектонике, магматизму и метаморфизму Томский район является аналогом известных золоторудных районов Калба-Нарымской зоны, Енисейского кряжа, Южного Тянь-Шаня, Верхояно-Колымского пояса. Ближайшим аналогом Томского прогиба является Калбинский прогиб Калба-Нарымской складчатой зоны.

В районах подобного геологического строения формируются месторождения золота, сурьмы и полиметаллов, относимые к золото-кварцевой глубинной формации малосульфидных руд [7 и др.]. В случае значительного развития сурьмяного оруденения такие месторождения относят к золото-антимонитовой формации [1]. Несмотря на дискуссионность некоторых вопросов геологического строения подобных районов, отсутствие однозначной точки зрения на проблему связи оруденения с магматизмом и метаморфизмом, для этих районов установлены единые закономерности размещения полезных ископаемых:

1. Месторождения золото-кварцевой формации и соответствующие им рудные узлы, зоны и поля размещаются во фронтальных частях гранитоидных массивов лейкогранитовой (гранитовой) формации на удалении от кровли последних на 0.5 - 2 км.

2. Терригенные породы в рудных районах, как правило, слабо метаморфизованы в фациях зонального метаморфизма B_{4-5} .

3. Рудоносные площади размещаются в узлах пересечения крупных продольных нарушений с диагональными разломами, кинк- зонами послескладчатого структурного парагенезиса.

4. Месторождения часто структурно приурочены к догранитным «малым интрузиям» - штокам, дайкам среднего-основного состава.

5. Для рудных узлов и зон этого типа характерна латеральная зональность, проявляющаяся в развитии вблизи гранитоидов небольших месторождений редкометальных пегматитов и грейзенов (Sn, Li, Ta, Nb), на удалении в первые км от гранитоидов - золото-кварцевых месторождений, а на еще большем расстоянии - золото-сурьмяных и сурьмяных месторождений и проявлений. Кроме того, на периферии рудных узлов и зон часто проявлены непромышленные полиметаллические рудопроявления. Характерной особенностью последних является приуроченность к крупным разломам, наличие горизонтов карбонатных пород, преобладание цинка над свинцом и медью, резко подчиненная роль сульфидов железа.

6. Для месторождений характерны малосульфидные руды с невысокими средними содержаниями золота (до 10 г/т, реже более), но со значительными запасами. Преобладают большеобъемные месторождения представленные минерализованными зонами дробления, реже минерализованными дайками. В подчиненном количестве наблюдаются богатые кварцевые жилы. Золото в рудах высокопробное, с примесью сурьмы, ртути, полиметаллов. Как попутные компоненты в рудах отмечаются серебро, медь, цинк, платина, реже другие компоненты.

Исходя из вышеперечисленных геологических предпосылок рудоносности, наличия рудопроявлений золота, цинка и сурьмы и поисковых признаков, установленных в северной части Колывань-Томской зоны, здесь прогнозируется новый потенциальный Томский рудный район. В его пределах выделяются 3 потенциальных золоторудных узла: Тугояковский, Ушайский, Копыловский, а также Колбихинский золото-сурьмяный и Ташминский золото-полиметаллический рудные узлы.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Для решения проблемы золотоносности района и уточнения прогнозных ресурсов необходимо проведение геологического доизучения с общими поисками масштаба 1:50000 прогнозируемой площади.

Авторы выражают глубокую благодарность за помощь в работе Н.Ю.Ахмадщину, А.И.Еремееву, А.Ф.Рубцову, В.К.Чистякову. Исследования выполнены при финансовой поддержке Томскгеолкома.

Литература

1. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л. Недра, 1978, 296с.
2. Дьячков Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М. Недра, 1972, 212с.
3. Иванов К.В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска. Тр. ТГУ, 1956, т.135, С.48-58.
4. Левашов Б.М., Паршин П.Н. О золотоносности Колывань-Томской складчатой зоны. Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск. Изд. ТГУ, 1968, С.166-171.
5. Магматические комплексы Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1983, 212с.
6. Магматические формации СССР. Л. Недра, 1979, т.1, 317с., т.2, 277с
7. Петровская Н.М. Самородное золото. М. Наука, 1973, 348с.
8. Сотников В.И. и др. Магматические и рудные формации Колывань-Томской складчатой зоны. В сб.: Проблемы геологии Сибири. Томск. Изд. ТГУ, 1996, т.2, С.189-190.
9. Сурков В.С., Жерло О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М. Недра, 1981.
10. Федосеев Г.С. и др. Дайкообразование в Колывань-Томской складчатой зоне: петрологический, металлогенический и геодинамический аспекты. В сб.: Магматизм и геодинамика Сибири. Томск. Изд. ТГУ, 1996, С.97-98.
11. Чистяков В.К. Новые данные по дайковым породам окрестностей г. Томска. Природокомплекс Томской области. Т.1. Геология и экология. Томск. Изд. ТГУ, 1995, С.104-110.

СТРУКТУРА КУБАКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Е.И. Черняева
Томский политехнический университет, г. Томск

В последние десятилетия на Омолонском срединном массиве открыты золото-серебряные месторождения нетрадиционного для Северо-Востока палеозойского возраста. От мезозойских золото-серебряных месторождений они отличаются богатым типом руд с высокими значениями золото-серебряного отношения и преобладанием золота высокой пробности. Среди них наиболее крупным и изученным является Кубакинское месторождение. Месторождение приурочено к одноименному рудному полю, которое в качестве основного рудного объекта входит в Авландинский рудный узел Южно-Омолонского рудного района. Рудный узел пространственно и генетически ассоциирует с грабенообразной вулкано-тектонической депрессией. Депрессия выполнена субаэральными вулканитами трахиандезитовой формации, которая завершает палеозойский орогенез. В ее бортах вскрываются блоки архейского кристаллического фундамента, терригенно-карбонатные и интрузивные образования раннего палеозоя и среднепалеозойские вулканиты предшествующей риолитовой формации. В пределах депрессии выделяется ряд вулканоструктур центрального типа более высокого порядка, с одной из которых связано формирование Кубакинского рудного поля.

Геологическое строение Кубакинского рудного поля определяется вулканоплутоническим комплексом трахиандезитовой формации (D_{2-3}-C_1). Комплекс представлен большим разнообразием фаций и генетических типов стратифицированных вулканитов, жерловых, субвулканических и гипабиссальных образований. Он представляет собой комагматичную ассоциацию циклично формирующихся дифференциатов единого подкорового магматического очага, для которых характерны общие петрологические особенности и закономер-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ное размещение в локальных вулканоструктурах.

Формирование комплекса происходило путем неоднократных извержений центрального типа вязкой трахиандезитовой магмы с высоким содержанием газов (коэффициент эксплозивности 30-70%). Фазы извержения трахиандезитовых лав и туфов чередовались с эксплозивными извержениями дацит-риодацитовых пирокластических потоков и сопровождались образованиями субвуканических фаций соответствующего состава. В периоды относительного покоя, между фазами извержений, в мелководных бассейнах шло отложение туфоосадков. Формирование вулканитов завершилось образованием гипабиссального комплекса сиенит-монцонитой формации. Для всех образований вулканоплутонического комплекса характерны калиевый тип щелочности, повышенная железистость, высокие кларки концентрации сидеро- и халькофильных элементов и накопление рудогенных элементов в поздних дифференциатах.

Структурную позицию Кубакинского рудного поля и условия локализации оруденения определили вулканотектонические процессы и завершающие их блоковые дислокации палеозойской активизации. Рудное поле приурочено к участку совмещения палеовулканических структур разного порядка - Андезитовой вулканотектонической депрессии и Кубакинской кальдеры (рис.1). Андезитовая вулканоструктура приурочена к узлу сочленения одной из ветвей Верхне-Омолонского глубинного и оперяющего его разломов. Эти долгоживущие разломы фундамента, контролирующие размещение разновозрастных геологических тел, предопределили образование палеовулканических структур центрального типа, последующие блоковые дислокации и структуру рудного поля в целом. Их унаследованно-длительное развитие и многократные подновления в син- и поствулканический этапы определили сложное блоковое строение рудного поля и обусловили его повышенную проницаемость для магматогенных расплавов и гидротермальных растворов.

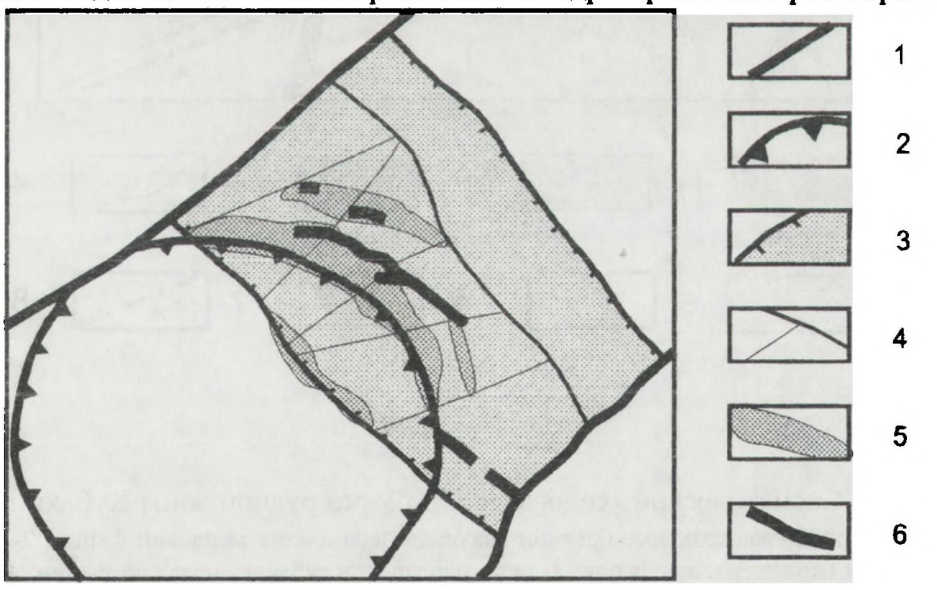


Рис. 1 Структурная схема Кубакинского рудного поля

1- глубинные разломы; 2- кольцевой разлом, ограничивающий Андезитовую вулканотектоническую депрессию; 3- разломы, ограничивающие Кубакинскую кальдеру; 4- внутрикальдерные разломы; 5- жерловые зоны; 6- рудные зоны.

Формирование Андезитовой вулканотектонической депрессии связано с извержением лав и игнимбритов трахиандезитового состава в синвулканический докальдерный этап. В плане она представляет собой округлую отрицательную структуру диаметром около 5 км, по периферии которой развита серия субвулканических и гипабиссальных тел трахиандезитов и монцонитов. Ее северо-восточный фланг осложнен вулканоструктурой более высокого порядка - Кубакинской кальдерой, в пределах которой размещается Кубакинское месторождение.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Формирование кальдеры связано с извержением периферического вулкана, приуроченного к кольцевому разлому Андезитовой вулканотектонической депрессии. Она представляет собой грабенообразную структуру размером 2.5x4.0 км, вытянутую в северо-западном направлении. Границами кальдеры являются подновленные участки разломов фундамента северо-восточного и северо-западного простирания. Она выполнена характерным комплексом кальдерных отложений, представленных мощной пачкой туфоосадков и игнимбритами с прослоями лав трахиандезит - трахиандезибазальтового состава. По данным бурения кальдера интерпретируется как структура обрушения с амплитудой от 160 до 350 м, соответствующей мощности внутрикальдерных отложений. По северо-восточному и юго-западному бортам кальдера осложнена узкими линейными грабенами, насыщенными субвулканическими телами риодацитов и риолитов в форме силлов, экструзий и даек.

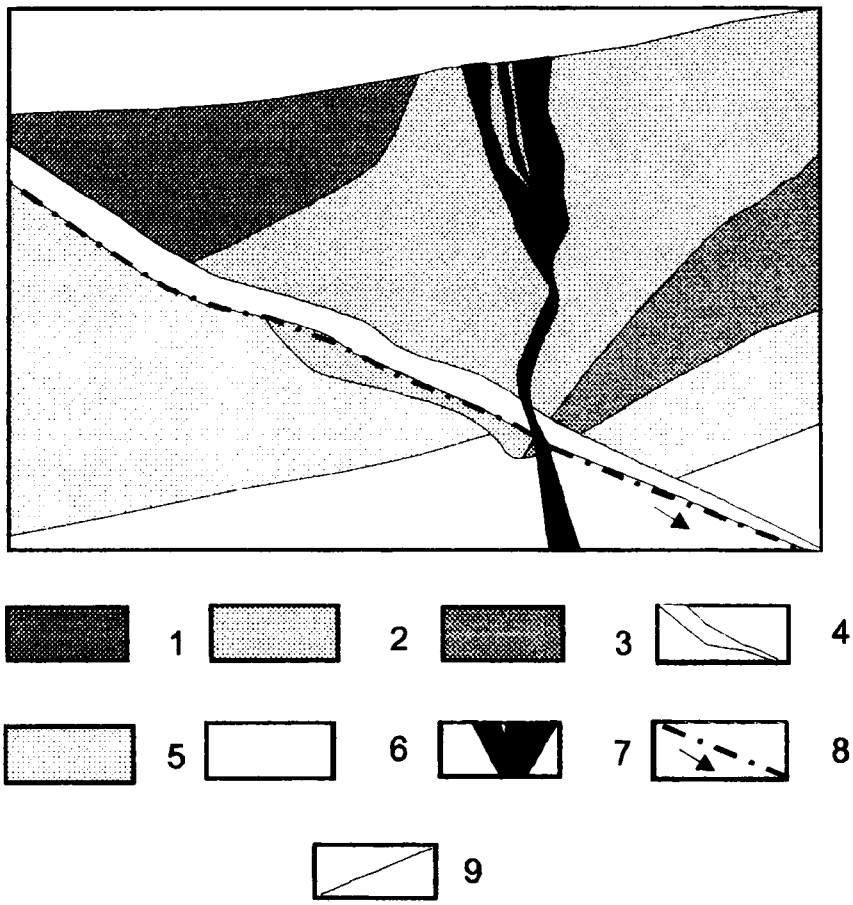


Рис. 2 Схематический геологический разрез рудной зоны Кубакинского месторождения: 1.-эксплозивные брекчии трахиандезибазальтов жерловой фации; 2- игнимбриты риодацитов околожерловой фации; 3- силл риодацитов субвулканической фации; 4- дайка риолитов; 5- туфоосадки кальдерного комплекса; 6- лавы и туфоигнимбриты трахиандезитов докальдерного комплекса отложений; 7- рудные тела; 8- синвулканический посткальдерный сброс; 9- геологические границы

Внутренний блок кальдеры отличается наибольшим фациальным разнообразием вулканитов и интенсивной тектонической нарушенностью. В нем максимально проявлены околожерловые, жерловые и субвулканические образования, слагающие линейные эксплозивные жерловые зоны завершающей риодацитовой фазы вулканизма. Их размещение в целом контролируется фрагментом кольцевого разлома Андезитовой вулканоструктуры. В плане жерловые зоны имеют дугообразную, а в разрезе - воронкообразную форму (рис.2). Зоны слагаются игнимбритами и игниспумитами риодацитов околожерловых фаций, силлом и дайками риодацитов и риолитов и телами эксплозивных агломератовых

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

брекчий трахиандезитобазальтового состава. Они выполняют ассиметричные грабенообразные структуры синвулканического посткальдерного заложения, образованные парагенезисом круто- и пологопадающих сбросов, формируя эксплозивные воронки. К эксплозивным жерловым структурам приурочены рудные зоны месторождения. Рудные зоны представляют собой сложно построенные линейные системы жил выполнения, зон прожилкования, брекчирования и метасоматического окварцевания. Их протяженность достигает 2 км, а мощность колеблется от 10 до 100м. Они также имеют дугообразную форму и разбиты на блоки системой поперечных северо-восточных и восток-северо-восточ-ных нарушений, часть из которых вмещает отдельные рудные тела. Система этих нарушений со взбросо-сбросовым типом перемещений заложилась в посткальдерный этап блоковых дислокаций. Они преобразовали строение внутрикальдерного блока в клавишно-блоковое и предопределили формирование рудовмещающего парагенезиса структур.

Рудовмещающие структуры образовались в поствулканический этап, после становления гипабиссальных фаций вулканоплутонического комплекса. При блоковых дислокациях внутри мелких клавишных блоков кальдеры сформировалась система северо-западных трещин скола встречного падения с сопряженной системой субширотных трещин отрыва. В условиях субмеридионального растяжения этот структурный парагенезис при северо-восточном падении сколов развивался как раздвиг, а при юго-западном падении - как сброс. Это определило морфологию и размеры основных рудных тел. К структурам раздвига приурочены наиболее мощные и богатые рудные тела, так называемые стержневые жилы. Их протяженность составляет 250-350 м по простиранию, 200-300 м по падению, а мощность достигает 20-30 м в раздувах. Характерной особенностью таких рудных тел является веерообразное расщепление по простиранию и восстанию, где они переходят в зоны жильно-прожилкового строения. В разрезе эти рудные тела имеют вид факела, расщепленного и мощного в верхней раздвиговой части и резко суженного книзу в сбросовой части рудовмещающей структуры (рис.2). Размах такой структурной волны составляет около 120-160 м по падению. Субширотные и северо-восточные структуры вмещают рудные тела более простого строения мощностью первые м и протяженностью десятки м.

Рудовмещающие структуры испытывали неоднократные подновления, что обусловило пульсационный многостадийный характер рудоотложения. Они вмещают жилы выполнения 3-х продуктивных стадий, тела внутрирудных эксплозивных гидротермальных брекчий и минеральные ассоциации постпродуктивной стадии. При продолжающихся блоковых дислокациях происходило также подновление послойных нарушений. Они частично экранируют рудные тела, а иногда вмещают минерализацию поздней продуктивной стадии. К узлам пересечения пологих послойных нарушений с крутопадающими рудовмещающими структурами и к участкам экранирования приурочены рудные столбы. Последние контролируются также узлами сочленения основных рудовмещающих структур с субширотными трещинами отрыва и пересечения с поперечной северо-восточной системой внутрикальдерных нарушений. Длительность развития рудовмещающих структур с неоднократными внутрирудными деформациями привели к совмещению продуктивных минеральных ассоциаций и образованию бонанц.

Последующая структурная перестройка, обусловленная верхнепалеозойской и мезозойской тектоникой, не оказала существенного влияния на структуру рудного поля и размещение оруденения.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ ОПАЛА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В.К. Чистяков, Т.С. Небера, Л.А. Зырянова
Томский госуниверситет, г. Томск

Сведения о находках опала в делювии и аллювии в южной части Колывань-Томской складчатой области (КТСО) неоднократно упоминались в литературе и геологических отчетах. В последнее время были найдены несколько коренных проявлений этого минерала. Два наиболее интересных проявления описаны в литературе [3,4]. Однако в них недостаточно полно освещены магматизм, минералогия и условия образования. Особенно это касается крупного и относительно хорошо обнаженного Мирнинского проявления опала. При первичной документации карьера на плане и разрезе показаны кварцевые жилы, секущие дайковые породы, т.е. они являются более молодыми [3]. По нашим данным как в пределах этого проявления, так и по всей южной части КТСО кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы более древние, чем дайки. Дайки рассекают кварцевые жилы и содержат ксенолиты кварца. Только в отдельных случаях мелкие кварцевые жилки, образование которых связано с постмагматической деятельностью, являются более молодыми, чем дайковые породы. В современном разрезе мирнинского карьера с запада на восток прослеживается следующая последовательность чередования пород (рис.).

1). Дайка монцодиоритов, мощность 17 м ; 2) ксенолит песчано-сланцевой толщи с кварцевыми жилами, мощность до трех метров; 3) дайка долеритов, мощностью 8м ; 4) песчано-сланцевая толща с жилами и гнездами кварца и опала, мощность 18м ; 5) дайка монцодиоритов, мощностью до 4м. Мощности приведены приблизительно т. к. контакты не вскрыты. Таким образом, мы имеем сложно построенную дайку многократного внедрения, состоящую из двух фаз. Можно предположить на глубине наличие единого тела с ксенолитами печано-сланцевых пород.

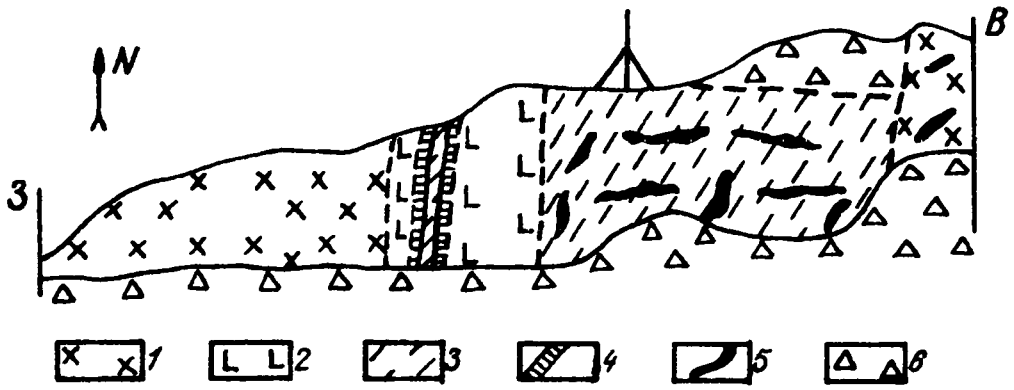


Рис. Схематический разрез Мирнинского проявления опала (горизонтальный масштаб 1:400, вертикальный 1: 200)

1. Монцодиориты; 2. Долериты; 3. Сланцы и песчаники; 4. Кварцевые жилы; 5. Кварц-опаловые и опаловые жилы; 6. Щебень и дресва

Монцодиориты макроскопически среднезернистые породы от светло- до темно-серого цвета. Порода состоит из плагиоклаза и темноцветов (25-35%). Текстура такситовая, за счет неодинакового количества темноцветов в различных частях дайковых пород. Наряду с этим пятнистость текстуры подчеркивается наличием шаровых выделений, размером от 2 до 20 мм и редко более, сложенных кварцем и калиевым полевым шпатом с небольшим количеством эпидота. В делювии встречаются крупные обломки мелкозерни-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

стых монцодиоритов с ксенолитами аплитоподобных пород, в пустотах которых наблюдаются щеточки кристаллов кварца. К.В. Ивановым [2] при описании крупной дайки монцонитов на р. Тугояковка отмечались «округлые выделения, макроскопически напоминающие горошины». Он считал их ксенолитами, не успевшими ассимилироваться магматическим расплавом. Мы поддерживаем данную точку зрения, хотя часть из них, возможно, имеет другую природу.

Микроструктура монцодиоритов гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Порода состоит из плагиоклаза (50-60%), кварца и калиевого полевого шпата (до 10 %), темноцветов (25%), представленных моноклинным пироксеном (авгитом) и биотитом и рудного вещества. Плагиоклаз частично замещен агрегатом соссюрита и калиевым полевым шпатом.

Долериты, слагающие вторую дайку, темно-серого цвета, мелкозернистые, массивной текстуры. Микроструктура долеритовая, отличающаяся идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к моноклинному пироксену, который образует изометричные зерна в промежутках между микролитами плагиоклаза. Сложены плагиоклазом (до 50%), моноклинным пироксеном и биотитом (35-40%). Кварца в породе не более 5 %. Из акцессориев отмечается магнетит, апатит, сфен.

Минералогическая характеристика Мирнинского проявления опала, приведенная в работе А.В. Мананкова [3], касается опала и железосодержащих минералов. По данным авторов статьи в гетит-опаловых жилах, наряду с опалом, присутствуют угловатые обломки кварца и полевых шпатов. С процессом опалообразования генетически связаны маломощные (до 0,7см) пренит-цеолитовые прожилки. Для них характерно зональное строение, обусловленное последовательным выделением пренита, ломонтита, шабазита и гетита. Пренит образует зернистые, радиально-лучистые агрегаты белого цвета, приуроченные к зальбандам жил. Ломонтит в виде спутанно-волокнистых агрегатов белого или кремового цвета слагает отдельные части прожилков. Зернистые агрегаты шабазита оранжево-желтого цвета нарастают в пустотах на ломонтит либо секут его тонкими прожилками. В составе пренит-цеолитовых прожилков присутствует гетитI, который образует почковидные агрегаты и нарастает на кристаллы шабазита. Опал I представлен разностями различного цвета, степени прозрачности и гигроскопичности. Преобладает кахалонг. Поздние генерации гетита II мало отличаются от гетита I, а поздний опал II менее гигроскопичен и имеет голубовато-серую окраску.

В целом последовательность минералообразования можно представить следующим образом. Из постмагматических гидротермальных растворов, насыщенных Si, Fe, Ca, Na, Al по мере снижения T и P происходит образование пренита, ломонтита, шабазита. Из сильно насыщенных Fe и Si растворов выпадает гетит I. В результате образуются сильно пересыщенные кремнекислотой истинные растворы, последующая полимеризация которых приводит к образованию опала I [1]. Гетит II и опал II, являющиеся продуктами поздней стадии минералообразования, проявляются в виде неправильной формы гнезд, прожилковых выделений, приуроченных к участкам повышенной трещиноватости.

Новое проявление опала отмечено авторами при проведении экспедиционных работ на правом берегу р. Томи в 1800м от устья р. Басандайка вверх по течению. Здесь по контакту дайки долерита с песчано-сланцевой толщей басандайской свиты прослеживается серия кварцевых жил согласных со слоистостью пород, редко секущих ее. Опал желтого, желто-коричневого и медового цвета. Наряду с опалом в кварцевых жилах отмечается пренит, цеолиты.

В целом процесс образования опала в южной части КТСО можно представить следующим образом.

1. Проявления опала возникают в тесной связи с формированием пород дайкового комплекса и приурочены к зоне контакта дайковых тел с осадочными породами карбона. Генетически проявления могут быть связаны с любыми типами дайковых пород, но наиболее крупные проявления опала связаны с долеритами.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2. Минеральный состав проявлений опала определяется составом вмещающих пород. В силикатных породах образованию опала предшествует отложение Fe в виде гетита, а в карбонатных в виде сидерита.

3. Наиболее крупное проявление опала ассоциирует с дайкой многократного внедрения. Возможно, наличие нескольких стадий минералообразования связано с многофазностью становления таких даек.

Таким образом, проведенные исследования позволяют рекомендовать при поисках проявлений опала учитывать, что наиболее перспективными являются зоны проявления даек многократного внедрения, а в зонах - участки со слепыми дайками и горизонтами карбонатных пород.

Литература

1. Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы. Новосибирск: Наука, 1987, 183с.
2. Иванов К.В. Некоторые вопросы петрографии дайковых пород окрестностей г. Томска. Тр. Томского университета, 1956, т. 135, с. 48-58.
3. Мананков А.В., Григорьев Ю.Г., Бирюков В.Г. Месторождение опала в Томской области. Вопросы геологии Сибири, т.1, 1992, с. 144-149.
4. Чистяков В.К. Опал-железо-маргацевое оруденение в окрестностях г. Томска. Природокомплекс Томской области, т.1, 1996. с. 131-139.

ОТРАЖЕНИЕ МЕРИДИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В ГЕОХИМИЧЕСКОМ ПОЛЕ ЛЕНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА

А.Н. Шадрин
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Важное значение в геологическом развитии Ленского района имели крупные долгоживущие разломы меридионального простирания, проявленные как в фундаменте, так и в чехле. Ранее проведенный анализ геофизических материалов и КФГК показал, что разрывы этого направления имеют региональный характер и, вероятно, оказали значительное влияние не только на структурный план района, но и во многом определили его металлогеническую и геохимическую специализацию [3]. В частности, на некоторых проявлениях рудной минерализации исполнители поисковых работ отмечали решающее рудоконтролирующее значение меридиональных дизъюнктивов. Изучение крупномасштабных (1:25 000-1:50 000) поисково-съемочных, геохимических и аэрогама-спектрометрических материалов говорит о значительно более широком влиянии этих разрывов на локальное и региональное геохимическое поле района (Кулаков А.Р. и др., 1975, 1979, 1981, 1983 гг., Ростова Л.С. и др. 1977 г., Григоров Э.Н. и др. 1978 г., Шибаев М.А. и др. 1982 г., Фалилеев А.Н. и др. 1988 г.)

На структуру геохимического поля района в региональном масштабе, кроме литологического фактора, существенное воздействие оказали процессы регионального метаморфизма, углекислого и сернокислого метасоматоза. В локальном плане концентрации химических элементов зависят в основном от проявления гидротермальных процессов.

Распространение процесса регионального метаморфизма контролировалось разломами СВ и меридиональной ориентировок, что фиксируется формой изоград индекс-минералов. В данном случае, хотя и косвенно, меридиональные дизъюнктивы влияли на региональные фоновые концентрации Au и U, т.к. отмечается понижение концентраций этих элементов по мере нарастания степени метаморфизма [1]. В зоне повышенного метаморфизма золото ассоциирует с вольфрамом и оловом, и единственное Au-W проявление приурочено к меридиональному разрыву. В породах, измененных в добиотитовой фации, наблюдается устойчиво положительная корреляция золота с Ag, Pb, Cu, Zn, As. В преде-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лах распространения высокометаморфизованных пород проявления золота в ореолах и потоках рассеяния крайне редки и приурочены к зонам повышенного рассланцевания и трещиноватости пород меридионального направления, по которым развивается диафторез.

По крупному меридиональному разлому (долгота приблизительно 115°43′), обусловившему различное погружение блоков фундамента, площадь междуречья Угахан-Жуя разбита на два участка с различными геохимическими особенностями. Для восточного фрагмента наблюдается уменьшение степени золото-сульфидной минерализации, ореолы почти всех рудогенных элементов неконтрастные и имеют незначительные размеры. В отличие от западного здесь нарушается корреляционная связь в ореолах золота с элементами-спутниками. Аномалии преимущественно моноэлементные, особенно обособляется серебро.

Некоторые крупные меридиональные зоны тектонических дислокаций, прослеженные в геофизических полях на сотни километров, фиксируются цепочками ореолов рассеяния с определенным набором элементов. Одна из таких зон прослеживается по меридиану 114°45′ от р. Витим на юге до р. Тонода на севере и характеризуется сквозной узловой геохимической Sn-U-As-Au ассоциацией.

Процессы метасоматоза в основном контролируются согласными со складчатостью субширотными и ЗСЗ надвигами. В геохимическом поле зоны метасоматитов отражены повышенными содержаниями элементов, связанных с сульфидами. Наиболее контрастные аномалии таких элементов, как Ag, Cu, Zn, Pb, Co, As, Mo, пространственно совпадают с узлами пересечения соскладчатых надвигов с зонами меридиональных разрывов. На таких локальных участках основное влияние на геохимическое поле оказывает гидротермальный процесс, с которым в основном и связываются высокие концентрации золота и других рудогенных элементов. Количество халькофильных элементов зависит от степени сульфидизации пород, а ореолы Mo почти совпадают с полями развития окварцевания. Насыщенность пород кварцем и сульфидами в местах пересечения дизъюнктивов указанных направлений резко возрастает.

За пределами концентрированного проявления гидротермальных процессов крупные меридиональные разломы зачастую трассируются геохимическими ореолами Bi, As и Hg. В центральной части Бодайбинской впадины подобная тенденция особенно четко прослеживается для мышьяка, на площади Кропоткинского поднятия - для висмута, на востоке Маракано-Тунгусской синклинали наблюдаются цепочки ореолов ртути.

Наиболее контрастные потоки рассеяния большинства рудных элементов приурочены к местам совпадения речных долин с меридиональными зонами трещиноватости. Такие потоки зафиксированы по прямолинейным участкам рек Бодайбо, Ныгри, Накатами, Угахан и другим более мелким водотокам.

Еще более четко, чем в поле рудных элементов, меридиональные разрывы выражаются в поле общей радиоактивности пород, а также отдельно по каналам калия и урана. Аномалии этих элементов слабо выражены (контрастность аномалий обычно имеет значение 1,5-2), но меридиональное направление подчеркивается не только взаимным расположением радиогеохимических ореолов, но и их отчетливо вытянутой формой, в отличии от ореолов рассеяния рудных элементов. Цепочки аномалий суммарной радиоактивности в пределах Бодайбинского прогиба располагаются закономерно, с интервалом 4-6 км между собой. Аномалии, зафиксированные по каналу калия, иногда не совпадают с аномалиями общей радиоактивности, расстояние между ними по широте колеблется от 2 до 6 км.

Известно, что главными рудогенными элементами на золоторудных объектах Ленского района являются Ag, Pb, Cu, Zn, As и Sb. Эти элементы являются универсальными для различных типов золотооруденения, как в первичных, так и во вторичных ореолах и потоках рассеяния. Радиогеохимические ореолы и характер распределения в них калия и урана также могут служить индикатором гидротермального золоторудного процесса [2]. Меридиональные разрывы находят свое отражение в распределении практически всех на-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

званных элементов. Поэтому разломы и сопровождающие их зоны повышенной трещиноватости следует рассматривать как один из благоприятных факторов золотооруденения.

Литература

1. Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродистых толщах. // Геология рудных месторождений. - 1986. - № 6. С. 31-43.
2. Злобин В.А. Радиохимические исследования в связи с изучением золоторудных месторождений // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. - Новосибирск, Наука, 1983. С. 95-109.
3. Шадрин А.Н. Система меридиональных разломов на Патомском нагорье // Пробл. геол. Сибири: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 75-летию геол. образ. в Том. госун-те. Т.1 - Томск, 1996. - С. 121-122.

О МЕХАНИЗМАХ САМООРГАНИЗАЦИИ В СИСТЕМЕ ВОДА-ПОРОДА.

С.Л.Шварцев

Томский филиал института геологии нефти и газа, г.Томск

В последнее десятилетие активно проявляется интерес ученых различных областей знаний к проблеме самоорганизации материи в динамических неравновесных системах. Возникла новая наука или точнее новый инвариант - синергетика, позволяющий с новых позиций взглянуть на основную суть процессов и механизмов развития материи, включая и неживое вещество (И.Пригожин, Г.Хакен, р.Дефей, Г.Николис, У.Р.Эшби и многие другие).

В настоящее время идеи синергетики активно проникают и в геологию (Ф.А.Летников, А.Э.Конторович, А.С.Щербаков и др.). Показано, что подавляющее число геологических систем диссипативно, так как они относятся к разряду открытых нелинейных, обмениваются веществом и энергией с окружающим пространством и обладают свойствами самоорганизации. Под последней понимают способность системы выбирать один из возможных путей ее эволюции, сопровождающейся уменьшением производства энтропии. При этом процесс самоорганизации возможен только при обмене геологической системы веществом и (или) энергией с окружающей средой. Но возникающие как следствие саморазвития новые структуры предопределяются не характером внешнего воздействия, а имманентны самой эволюционирующей системе. К примерам самоорганизации в диссипативных геологических системах, по Ф.А.Летникову, относятся процессы роста минералов, образования кластеров, формирования флюидных, расплавных и флюидно-солевых систем, метасоматические, метаморфические и многие другие.

Задача данной работы показать, что среди геологических систем одной из наиболее удовлетворяющих критериям самоорганизации является система вода-порода, составляющая часть более общей основополагающей для земной коры системы вода-порода-газ-органическое вещество.

Одним из важнейших признаков самоорганизации системы является целенаправленное возникновение, развитие и распад новых пространственно-временных структур. Взаимодействие воды с горными породами, прежде всего алюмосиликатами, как нельзя лучше удовлетворяет этому условию. Гидролиз алюмосиликатов, как известно, приводит к разрушению исходной твердой фазы, химическому разложению воды с одновременным образованием новой минеральной фазы того или иного состава.

Следовательно, взаимодействие двух фаз (воды и породы) приводит к формированию нового (вторичного) образования, которое может формироваться либо на месте разрушаемого водой минерала, повторяя его структуру (псевдоморфное замещение), либо на

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

значительном расстоянии от него. В любом случае вместо двух компонентов системы (вода и порода) возникает три, что является признаком усложнения и развития системы.

Формирование и рост вторичных минеральных фаз в строгом единстве с геохимической средой есть саморазвивающийся процесс, так как он протекает в направлении от частей разрозненных к частям связанным, что, по У.Р.Эшби, является важнейшим признаком самоорганизующейся системы. Образование вторичной минеральной фазы представляет собой, в сущности, зарождение качественно новой системы, состоящей из новых (дополнительных) структурных элементов, которые более упорядочены, приспособлены к условиям среды и поэтому из локальной области (точки зарождения), постепенно расширяясь, захватывают все новое и новое геологическое пространство.

Еще более разительные черты самоорганизации системы вода-порода вырисовываются, если рассматривать ее с равновесно-неравновесных позиций, согласно которым в природных условиях, независимо от глубины залегания и скорости движения воды, всегда имеются исходные растворяемые неравновесные с водой минералы, вместо которых формируются равновесные с водным раствором минеральные образования. Вторичный минеральный комплекс того или иного состава, равновесный с водой, формируется на протяжении всего времени взаимодействия системы вода-порода, а не только когда наступает локальное равновесие. Этот процесс носит непрерывный региональный, нелинейный характер, что является отличительным признаком синергитических систем.

Равновесно-неравновесное состояние системы вода-порода определяет ее внутренний противоречивый характер, способствующий непрерывному взаимодействию вследствие стремления к равновесию, которое в реальных геологических условиях никогда и нигде полностью не достигается. Неравновесность системы побуждает ее к непрерывному внутреннему саморазвитию, формированию новых структурно-пространственных образований, возникновению синергитических явлений самоорганизации в области, далекой от равновесия.

По И.Пригожину и И.Стенгерсу, в случае термодинамического равновесия системы ее элементы (молекулы) ведут себя независимо один от другого, так как каждый из них «игнорирует» все остальные и ведет себя пассивно. Такие элементы системы авторы предлагают назвать гипнонами, т.е. пребывающими в гипнотически-спящем состоянии. Переход в неравновесное состояние «пробуждает» гипноны, между которыми устанавливается когерентная связь, и они перестают быть независимыми.

Для синергетики, в отличие от кибернетики, неравновесность - не источник гибели, не состояние деструкции, а, напротив, - основание становления упорядоченности, причина структурогенеза и эволюции системы в целом. Неравновесность - движущая сила эволюции, которая приводит в конечном итоге к изменению необратимых потоков энергии (и вещества). С рассматриваемых позиций неравновесно-равновесный характер системы вода-порода выступает главным фактором эволюции минерального вещества многообразных процессов его самоорганизации и саморазвития.

Никакая самоорганизация тем не менее, невозможна, если не будет передачи информации, которая является одним из главных факторов синергетики. В этой связи отметим, что само эволюционное развитие системы, ее возникновение и разрушение являются информационным процессом, который фиксируется в структуре возникающих образований. Следовательно, структура состояния системы выступает основным и практически единственным источником информации в неживой природе. Среди возникающих вторичных образований, наряду с минеральными, особая роль принадлежит формирующимся геохимическим типам воды, структура которых давно уже привлекает особо пристальное внимание из-за своей способности изменяться по мере малейшего изменения ее состава, термодинамических условий среды, состояния физических полей и т.д.

Именно особое строение воды, ее непрерывная изменчивость и способность контролировать ход процессов растворения - осаждения позволило нам выдвинуть положение о том, что основной код информации, контролирующий эволюционное развитие системы

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

вода-порода, заложен в структурных особенностях водного раствора. Способность последнего к многообразным структурным изменениям под влиянием малейшего воздействия химических ионов и температуры, электрического и магнитного полей служит той основой информационного обеспечения, которое направляет действие механизма селекции форм взаимодействия ионов в растворе с последующим образованием частиц и их как бы выталкивание из среды образования. При этом в растворе, как и в минерально-кристаллических образованиях, нет структурно-локализованного регулятора информации, так как он носит рассеянный характер и рассредоточен по всему структурному объему.

Наши исследования показывают, что геологическая система вода-порода обладает всеми важнейшими признаками самоорганизующейся материи, рассматриваемой с позиции современной синергетики: противоречивым неравновесно-равновесным состоянием, сохраняющимся в ходе всей геологической истории, нелинейностью ведущих процессов, способностью к пространственно-временному развитию, механизмом регулирования взаимоотношений с внешней средой, селективным отбором состава формирующейся вторичной минеральной фазы, способной к воспроизводству, механизмом геологической саморегуляции, автономностью собственной эволюции независимо от исходных данных, определивших ее возникновение, наличием структурных образований, способных осваивать, накапливать, оценивать и передавать информацию, в том числе по каналу обратной связи.

Свойства самоорганизации и саморазвития определяют систему вода-порода как одну из фундаментальных и базовых в развитии неорганической материи на предбиотическом этапе эволюционного становления геологических процессов и структур. Именно из этой системы возникло множество других, унаследовавших многие из ее свойств.

Система вода-порода - одна из наиболее ранних, которая положила начало саморазвивающимся процессам в истории Земли. Эти процессы, в многократно усложненных и приумноженных видах и формах, включая органическое вещество, продолжаются и ныне. Развивается и базовый процесс взаимодействия воды с исходными горными породами. Это одна из систем, направленная эволюция которой, по И.В.Вернадскому, имеет глубочайшие геологические следствия для организации и становления земной коры и жизни на Земле.

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА В МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Г.И. Шведов
Красноярская государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск

Присутствие висмутовых минералов в рудах молибденовых, медно- молибденовых и молибден - вольфрамовых месторождений известно давно. На некоторых из них висмут представляет даже промышленный интерес [2]. Изучение вещественного состава некоторых молибденовых месторождений и рудопроявлений различных рудных формаций АССО показало наличие висмутовых минералов практически на всех исследованных объектах.

На Агаскырском штокверковом месторождении молибдена (Кузнецкий Алатау) были обнаружены и подтверждены зондовым анализом следующие минералы висмута: козалит (Pb_2Bi_2S), тетрадимит (Bi_2Te_2S), матильдит ($AgBiS_2$), редкие гладит $CuPbBi_5S_9$, берриит $Ag_2Cu_3Pb_3Bi_7S_{16}$ и самородный висмут. Козалит, гладит и тетрадимит встречены в кварц - пиритовых прожилках в сообществе со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом и самородным золотом. Размеры отдельных кристаллов козалита и гладита дос-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тигают 1,5 – 2 мм, тетрадимита - не более 0,3мм. В козалите, по данным микрорентгеноспектрального анализа, отмечается повышенное содержание серебра (до 1,5%). Самородный висмут, как правило, замещает козалитовые агрегаты. В поздних кварц - карбонат - флюоритовых прожилках диагностированы матильдит и берриит, образующие мелкие зерна, находящиеся в срастании с галенитом. В последнем присутствует примесь висмута (до 4,3%) и серебра (1,9 %).

В рудах Ипчульского месторождения еще в 1961 году Г.А. Иванкиным (ТПИ) был описан айкинит ($CuPbBiS_3$), образующий призматические кристаллы до 1см в длину и замещаемый по краям агрегатами галенита, виттихенита (Cu_3BiS_3) и самородного висмута [1]. Нашими исследованиями подтвердилось наличие айкинита и самородного висмута в кварц - карбонатных прожилках поздней стадии рудообразования. Кроме того, в одной из ранних стадий в ассоциации с железистым сфалеритом, пиритом, пирротином и другими минералами были определены висмутин (Bi_2S_3) и самородный висмут. Висмутин образует мелкие (не более 0,05 мм) зерна прямоугольных очертаний, внутри которых встречаются еще более мелкие выделения самородного висмута. В этой же ассоциации обнаружен Bi-содержащий (до 2 вес. %) галенит.

Сорское молибденовое месторождение, согласно последним исследованиям [3], кроме серебряных минералов содержит в рудах минералы висмута, такие как айкинит, аннивит (висмутовая блеклая руда) и михараит ($Cu_4FePbBiS_6$), относящиеся, в основном, к системе Cu - Pb - Bi - S. Указанные минералы мелкие и довольно редкие, приурочены, как правило, к ранней стадии рудогенеза и обнаружены совместно с висмутсодержащим галенитом, халькопиритом, минералами Ag и кальцитом.

Вещественный состав руд Тюргекского молибден - вольфрамового месторождения (Пухтасхыльский массив) изучен еще не достаточно полно, однако сложность и разнообразие слагающих его минералов уже сейчас не вызывает сомнений. Еще при разведке месторождения в его составе были определены висмутовый блеск и самородный висмут (Н.С. Мишко, 1955 г.). Автором были дополнительно обнаружены в рудах этого месторождения айкинит и аннивит. Кроме того, необходимо отметить здесь высокую примесь висмута в галените (до 3,2%), существенную в пирите, халькопирите и сфалерите (до 0,2%). Айкинит образует довольно крупные (до 0.5мм) округлые зерна внутри халькопирита. Висмутовая блеклая руда широко развита на месторождении в составе полиметаллической стадии кварц-шеелитовых жил, образует крупные агрегаты совместно со сфалеритом, галенитом, халькопиритом и другими сульфидами.

В качестве объекта кварц - молибденитовой формации Кузнецкого Алатау (по классификации Н.А. Хрущева [4]) изучались руды Озерного рудопроявления (Тыгертышский плутон). Кроме обычных минералов, характерных для данной рудной формации (молибденита, халькопирита, пирита, магнетита и др.), в их составе были обнаружены следующие минералы висмута: айкинит, эмплектит ($CuBiS_3$), лиллианит ($Pb_3Bi_2S_6$), виттихенит, крупкаит ($CuPbBi_3S_6$), висмутовая блеклая руда и Sb-висмутин $(Bi,Sb)_2S_3$. В последнем содержание сурьмы составляет 18,8 вес. %. Минералы мелких размеров и диагностированы с помощью микрозондового анализа. Необходимо отметить значительную примесь в этих минералах селена: в Sb-висмутине она составляет 0,24 вес. %, в айкините - 0,45 вес. %, в эмплектите - 0,50 вес. %. Лиллианит, в свою очередь, обогащен серебром - до 2,18 вес. % и сурьмой - 0,88 вес. %.

Наиболее богаты висмутом (его содержание достигает здесь промышленных концентраций - до 1 %) и разнообразны по составу висмутовых минералов руды молибден - порфировых месторождений Джетского рудного узла Восточного Саяна (Теплый Ключ 1 и Теплый Ключ 2). На месторождениях определены и подтверждены микрозондовым анализом висмутин, козалит, тетрадимит, самородный висмут, а также более редкие - галеновисмутит ($PbBi_2S_4$), пекоит ($CuPbBi_{11}S_{18}$), канниццарит ($Pb_4Bi_6S_{13}$), жозеит $B(Bi_4Te_2S)$ и минерал группы густавита, химический состав которого лучше всего отвечает составу редкого минерала - эскимоита ($Ag_7Pb_{10}Bi_{15}S_{36}$). Наиболее распространенные - козалит,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тетрадимит и самородный висмут встречаются в ассоциации с галенитом, гесситом, сфалеритом, пирротином и другими минералами ранней, домолибденитовой стадии. Интенсивность проявления этих минералов довольно значительна и объясняется, по- видимому, слабым эрозионным срезом на этих объектах и широким развитием полиметаллов. Характерно, что висмутин и козалит, как правило, в одном парагенезисе не встречаются. Первый более ранний, чаще ассоциирует с пирротином, железистым сфалеритом и самородным висмутом. Козалит образует крупные (до 1-3 см) скопления в межзерновом пространстве кварца прожилков, содержит в себе кристаллы тетрадимита, редкие зерна самородного золота, замещает висмутин, а сам замещается самородным висмутом Имеются высокотемпературные структуры распада твердого раствора козалита, тетрадимита и гессита в галенитовой матрице, содержащей примеси висмута (5,1 %) и серебра (2,4 %).

Литература

1. Иванкин Г.А. Айкинит с Ипчульского месторождения (Хакасия). Томск, Известия ТПИ. т. 120. 1961. С. 30-31.
2. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М.: Наука. 1977. 203 с.
3. Савушкина С.И., Кривомазова Г.В. Формы нахождения благородных металлов в рудах Сорского медно-молибденового месторождения. / Совершенствование технологии производства плавикового шпата и цветных металлов. Красноярск, Издательство КГУ. 1989. С. 55-64.
4. Хрущев Н.А. Классификация месторождений молибдена. // Геология рудных месторождений, т. 1. № 6. 1959. С. 52-67.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Петрология

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКИСЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ И РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИЙ

В.П. Герасимов
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Поиск высокоинформативных показателей дифференциации и рудоносности интрузий является сложной, но интересной задачей, которая имеет большое прикладное значение.

Продуктами траппового магматизма, который широко проявил себя на севере Сибирской платформы и Таймыре в перми-триасе, являются не только мощные толщи эффузивных образований, но также разнообразные комагматичные им трапповые интрузии. Эти интрузии можно разбить на две группы: 1 - дифференцированные (расслоенные); 2 - слабодифференцированные (слаборасслоенные) и недифференцированные (нерасслоенные).

Особое внимание исследователей было сосредоточено именно на первой группе, так как с ней связаны крупные месторождения Cu-Ni руд и благородных металлов [1,2,3]. Классическим примером может служить интрузия Норильск I.

Кроме группы расслоеных трапповых интрузий на данной территории широко представлена вторая группа, к которой относятся слаборасслоенные или нерасслоенные трапповые интрузии с бедной сульфидной минерализацией. До настоящего времени эта группа интрузий не подвергалась комплексному петролого-геохимическому изучению.

Открытие нового типа месторождений благородных металлов - малосульфидного типа - дало начало новым исследованиям интрузий с бедной сульфидной минерализацией [4]. Для работы были выбраны три интрузии различной степени расслоенности и рудоносности:

1. Верхняя Талнахская интрузия (северо-восточная ветвь) и связанное с нею сульфидное Pt-Cu-Ni месторождение-гигант и Pt-малосульфидное месторождение.
2. Интрузия Далдыкан, содержащая рассеянную рудную минерализацию.
3. Интрузия Дюмтали с месторождениями Ti-V-Fe и Pt-Cu-Ni руд.

Верхняя Талнахская и Далдыканская интрузии расположены в Норильском районе, интрузия Дюмтали - на юге Центрального Таймыра. Материалом работ по всем интрузиям был керн скважин.

Изучение распределения микроэлементов в этих интрузиях проводились ранее [5].

А.И. Архиповой [6] в качестве критериев рудоносности и дифференцированности для интрузий Норильского плато были предложены содержания элементов в породах и их отношения для никеля, кобальта, меди, хрома, ванадия, стронция, марганца и титана. Результаты приведены в таблице 1.

Как оказалось, этих критериев недостаточно. Были рассмотрены абсолютные значения породообразующих окислов (таблица 2) и ряда микроэлементов, построены вариационные диаграммы распределения микроэлементов по разрезу интрузий. Характер этих распределений также может являться показателем возможной рудоносности интрузий.

Для слабодифференцированных или недифференцированных интрузий, типа Далдыкан, содержания изменяются незначительно, для полнодифференцированных интрузий, типа Дюмтали и Талнаха, содержания изменяются в некоторых случаях на порядок.

В результате проведенного исследования были сделаны следующие выводы.

1. Как породообразующие элементы, так и микроэлементы являются высокоинформативными показателями дифференциации и рудоносности интрузий.
2. Критериями дифференциации интрузий являются: диапазон содержаний окислов кремния, алюминия, магния, кальция; содержания никели и хрома; отношения Ti/Ni, Ti/Mn, Cr/Mn, Ni/Co, Ni/V.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таблица 1. Геохимические критерии дифференциации и рудоносности интрузий.

		Порода		Критерии дифференциации		Критерии рудоносности	
		Ti/Mn	Cr/Mn	Ni/Co	Ni/V	Cr/Co	Cr/V
По А.И. Архиповой	Оливиновые габбро-долериты	< 3.2	> 0.35	> 4	1-1.2	> 7	0.8-1.4
Талнахская интрузия*	Оливиновые габбро-долериты	6	1.2	5.5	1.8	15	6
Далдыканская интрузия*	Оливиковые габбро-долериты	6	0.15	3	0.45	4 - 7.8	0.8 - 1.14
Интрузия Дюмтали*	Оливиновые габбро-долериты	5.58	0.05	15	11.8	0.73	0.54

Примечание: * - по нашим данным.

Таблица 2. Диапазон содержаний петрогенных окислов в интрузиях (в мас. %).

	Далдыканская	Талнахская	Дюмтали
SiO_2	47.22 - 48.75	32.06 - 45.56	32.16 - 59.61
MgO	5.51 - 8.07	10.37 - 24.28	0.95 - 21.8
Al_2O_3	13.74 - 15.75	7.04 - 18.66	2.65 - 22.29
CaO	10.26 - 11.34	4.16 - 12.99	2.19 - 15.64

3. В качестве критериев рудоносности и прогноза типа оруденения могут использоваться содержания петрогенных окислов: содержания TiO_2, Fe_2O_3 и микроэлементов - Cr, Cu, Ni, V, а также отношения Ti/Cr, Cr/Mn, Cr/Co, Cr/V, Mn/V.
4. Насыщенность разреза интрузии пегматоидами также может служить критерием рудоносности, так как обычно с ними связаны повышенные содержания рудогенных элементов.
5. Степень дифференциации и рудоносности интрузий имеют прямую зависимость: чем сильнее дифференцирована интрузия, тем богаче она рудами. Состав руд (оксидный, сульфидный или самородный) зависит от геохимической специализации летучих (серы, галогенов, фугитивности кислорода).

Литература

1. М.Н. Годлевский. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
2. Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра,1971.
3. И.А. Наторхин, А.И. Архипова, Б.Н. Батуев. Петрология талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. С. 5 75, 180 226.
4. Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, Д.В. Полферов, Л.Л. Тарновецкий. Платинометальные месторождения мира. платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: АО «Геоинформарк», 1994.
5. Герасимов П.А. Особенности распределения малых элементов в различных типах расслоеннных интрузий. // Тезисы XXXV Международной научной студенческой конференции. Новосибирск, 1997.
6. Архипова А.И. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Л.: Недра, 1975. 136 с.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА (РМС) КАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КЗП)

О. М. Глазунов, С. И. Прокопчук, Л. Ф. Суворова
Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Изучение РМС (ультрамафиты + Ni, Pd, Pt и др.) позволяет вскрыть закономерности накопления ЭПГ, Ni, Cu в пределах Саянской Ni-Pt провинции и приблизиться к ис-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

точнику руд [2]. Ультрамафиты как составляющая РМС относятся к железистому геохимическому типу пород. Они несут повышенные содержания суммарного FeO (8-9 %), Al_2O_3 (1-2 %), Ni (>4000 г/т), Pd (до 1 г/т). Специфической чертой их является ортомагматическая Ni-Pd-Cu и Cr-Ti минерализация, локализованная в Кингашском и Верхне-Кингашском Ni-Pd месторождениях.

Средний состав ультрамафитов КЗП максимально приближается к региональному мантийному субстрату, несколько обогащенному Fe, Ni, Al, Ti, La и обедненному Eu [3, 4]. Отсюда первичная насыщенность ЭПГ, Ni, Cu и др. элементами в ультрамафитах определяется именно степенью деплетированности этого субстрата. Сопряжения разных металлогенических провинций в этом регионе (Ni-Pd-Pt) и (Ti-Zr), отчетливая латеральная зональность, устойчивый характер проходящих элементов в разновозрастных геохимических типах пород (Cr+Pt) - (Ni+Pd+Cu) - (Ti+Zr) со строгой принадлежностью их к разным геодинамическим блокам - все это отражает картину глубинной зональности верхней мантии (ВМ) и динамику РМС. Как следствие глубинного фракционирования РМС вырисовывается латеральный тренд обогащения ультрамафитов КЗП Fe, Ni, ЭПГ на флангах, а в центре - Mg. Отмечается и глубинная зональность, выраженная в накоплении Ni, Cu и ЭПГ в придонных частях рудоносных массивов.

Особенности распределения ЭПГ и Ni в эталонных массивах РМС позволяют восстановить картину их накопления на разных стадиях эндогенного процесса. Магматический этап в изучаемых интрузивах КЗП, как и в массиве Стиллуотер, выразился в смене минеральных парагенезисов от ранних (хромит - троилит - пентландит - пирротин-I) к поздним (пирротин-II - халькопирит - магнетит). Контрастный характер распределения Os, Ir, Ru относительно Pd и Pt согласуется с рядом растворимости ЭПГ [1] и отражает различные этапы развития РМС, начиная со сброса из силикатного расплава в шпинелиды слабо растворимых Os и Ir и последующего выпадения самородных теллуридо - висмутидов Pt+Pd с вхождением их в сульфиды. Эпимагматический цикл ознаменовался сродством Pt с As, Sb, Hg и кристаллизацией фрудита (PdBi2), паоловита (Pd2Sn), алтаита, гессита, а также кюстелита и электрума без примеси As в парагенезисе с пентландитом, халькопиритом, никелином, маухеритом.

Результаты анализа ЭПГ пород и руд Кингашского рудного поля, нормированные к хондриту C1, показывают на сходство магматических трендов распределения с таковыми массивов Седбери, Печенги и Мончетундры и их отличие от коматиитов. Существенным следует считать перераспределение и возможное обогащение дисперсными платиноидами клинопироксена, хлорита, серпентина ультраосновных пород за счет метаморфизма и газотранспортного переноса. Не случайно с зонами трещинной сульфидизации и жильных хромитов нередко совпадают протяженные аномалии рассеянной формы K и Na, которые не связанны с силикатами. Эпимагматические сульфидные руды КЗП в связи с этим обогащаются Ru (0.02 г/т) и Ir (0.27 г/т) по сравнению с вкрапленными (соответственно 0.004 и 0.08 г/т). Наблюдается также локальное посткристаллизационное вытеснение кумулятивных сульфидов из межзернового пространства цепочками зерен клинопироксена с повышенным уровнем ЭПГ. Как установлено нами, пироксены являются наиболее высокими носителями дисперсных платиноидов (до 0.3 г/т Pd, по данным С. И. Прокопчука [8]), независимо от их формационной принадлежности по сравнению с оливином, гранатом, которые обеднены ЭПГ. Аномальной насыщенностью ЭПГ в рассеянной форме (Pd- 0.04-0.4; Pt >0.4 г/т) отличаются также жильные хлориты и серпентины в зонах метасоматоза и гранитизации. В последнем случае это может привести к накоплению Au.

Известно, что даже перекристаллизация с укрупнением зерен в оливинитах повышает содержание Pt [7]. Вторичная зональность по ЭПГ имеет место во всех крупных месторождениях и доказывается экспериментальными данными [6, 5]. Обогащение пироксена ЭПГ открывает перспективу находки платиноидов в полосчатых комплексах, включая и офиолиты (хр. Борус; Урал). Это увязывается с представлением о высокой продуктивности "критических" около пироксенитовых горизонтов известных рудоносных массивов

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

(Стиллуотер и др.). В то же время пироксены и пироксениты создают потенциальный резерв по ЭПГ в ВМ. Метасоматоз и магматическое замещение способны, очевидно, обеспечить собирательную кристаллизацию ЭПГ как в массивах, так и в ВМ.

Литература

1. Barnes S.I, Naldrett A. I., Corton M.P. The origin of the fractionation of platinum roup elements in terrestial magmas // Chem. Geol., 53, 1985. P. 303 324.
2. Глазунов О.М. Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточных Саянах // Проблемы геологии Сибири, т. 2. Томск: Изд. ТГУ, 1994. С. 65 66.
3. Глазунов О.М. Верхняя мантия Сибири и источники рудных локализаций // Магматизм и геодинамика Сибири. Тезисы докладов. Томск: Изд. ТГУ, 1996. С. 53 55.
4. Глазунов О.М., Павлова Т.Л. Геолого-геофизическое обоснование новой никель платиноносной провинции Сибири // Проблемы геологии Сибири. Тезисы. Томск: Изд. ТГУ, 1996. С. 101 102.
5. Петренко Г.В., Арутюнян Л.А. О мобилизации платиноидов в гидротермальных условиях // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогноза. Материалы Всесоюзн. совещания. Иркутск, 1990. С. 12 16.
6. Рудашевский Н.С. Платиноиды ультрамафитовых формаций, минералогия, формационная специализация, генезис // Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989. С. 46 58.
7. Хвостова В.П., Головня С.В., Чернышова Н.В., Буханова А.И. Особенности распределения платиновых металлов в хромитовых рудах и гипербазитах массива Рай -Из (Полярный Урал) // Геохимия, № 3, 1976. С. 373 377.
8. Прокопчук С. И. Сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ в геологии // Иркутск: Ин т геохимии СО РАН. 1994. 64 с.

МОДЕЛЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА ИНТРУЗИИ ДЮМТАЛЕЙ (ТАЙМЫР)

М.П. Гора
Институт геологии ОИГГМ СО РАН, Новосибирск

Дюмталейский расслоенный базитовый массив вскрыт скважинами в правобережной части р.Дюмталей, левого притока р. Верхней Таймыры. По скважине ТП-43 отобраны образцы, представляющие наиболее полный разрез массива. В размещении пород Дюмталейского массива выявлена отчетливая упорядоченность: плагиоверлиты, троктолиты и оливиновые габбро залегают в основании разреза, сменяясь габбродолеритами, которые, становясь, все более лейкократовыми, в верхней части массива переходят в монцониты. Разрез осложнен появлением пегматоидных пород, локализующихся, в основном, среди габбродолеритов и оливиновых габбро. Пегматоиды представлены крупнозернистым клинопироксен-плагиоклазовым агрегатом, в нижней части массива они содержат оливин и заметно обогащены сульфидами.

В разрезе массива выделяется 6 магнетитовых зон мощностью от 2 до 15 м, в которых содержание рудного компонента достигает 60%. Дюмталейский массив «заражен» сульфидами, и их количество возрастает вниз по разрезу. В плагиоверлитовой зоне обнаружены маломощные прослои густовкрапленных руд. Изменяется состав рудной фазы: увеличивается количество пирротина, пентландита и халькопирита, а пирита - уменьшается.

Для изучения условий возникновения расслоенности Дюмталейского массива была привлечена динамическая конвективно-кумулусная модель, реализованная в программном комплексе КОМАГМАТ [1,2]. Модель базируется на представлении о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в ходе становления базитовых интрузивов. Программный комплекс совмещает решение двух задач: термодинамического равновесия в кристал-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лизующейся магме и моделирования процессов тепломассопереноса и дифференциации в интрузивной камере. При этом не учитываются рудные компоненты, а именно сульфиды.

В качестве исходного состава для моделирования внутреннего строения массива опробовались три варианта: средневзвешенный состав по скважине ТП-43, состав, предположительно отвечающий зоне закалки на нижнем контакте массива,и состав трахитоидного габбродолерита из верхней части габбродолеритовой зоны. Ход модельной кристаллизации двух последних более кислых расплавов дает разрез, в котором практически нет обогащения нижней части массива оливином.

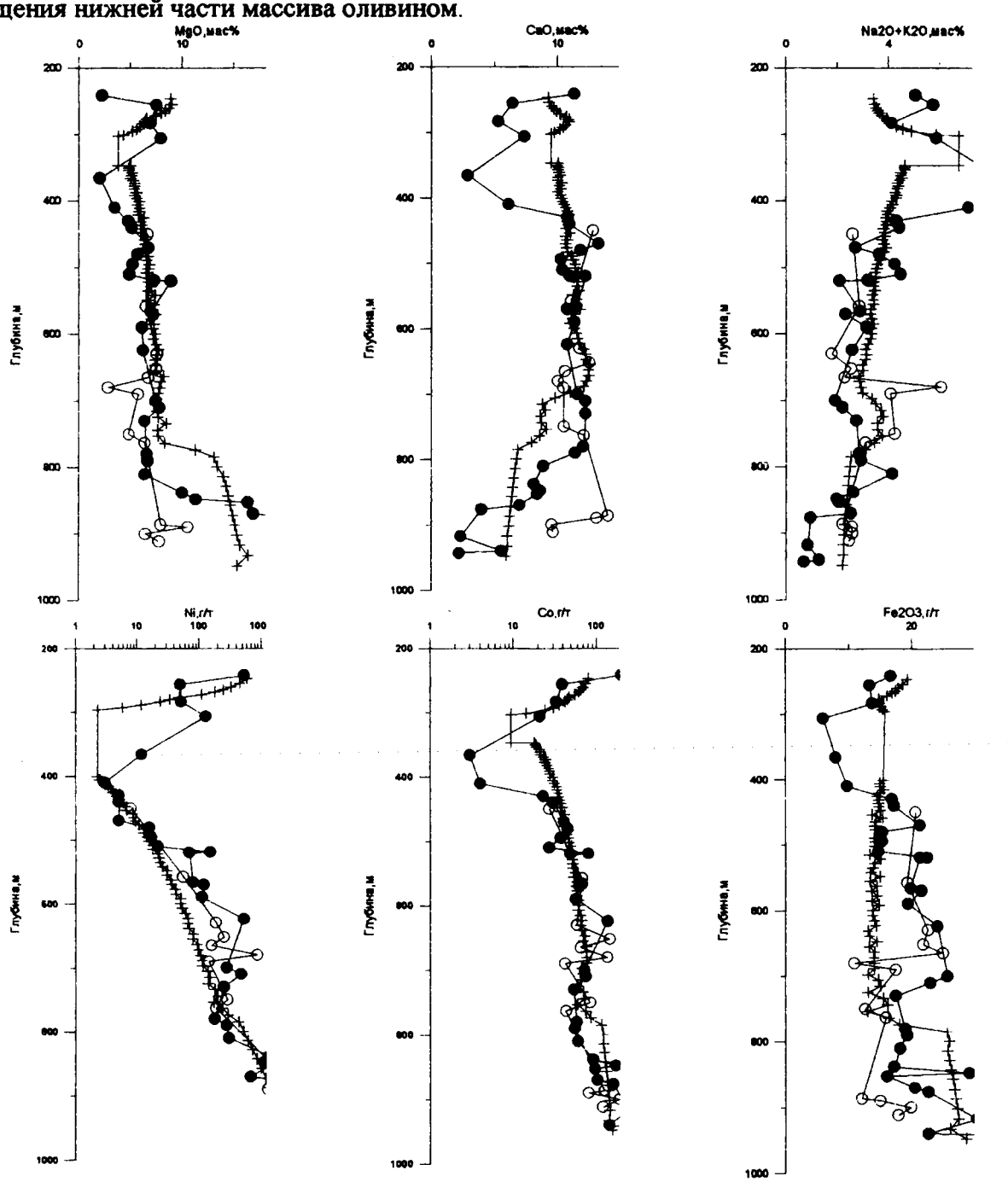


Рис. Распределение компонентов по скв. ТП-43 и модельному разрезу Дюмталейской интрузии.

\+ - модель, • - данные по скважине ТР-43, включая пегматоидные разности (о).

Наилучшая сходимость с реальным разрезом получена с использованием следующих исходных данных: средневзвешенный состав (SiO_2 - 41.85; TiO_2 - 3.7; Al_2O_3 - 11.81; Fe_2O_3 - 18.85; MnO - 0.24; MgO - 8.75; CaO - 9.04; Na_2O - 2.75; K_2O - 0.59; P_2O_5 - 0.29),

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

давление принято равным 5 кбар, отвечающим условиям среднеглубинности, мощность массива 700 м, равная мощности его, вскрытой скважиной ТП-43. В модельном разрезе наблюдается следующая последовательность кристаллизации основных породообразующих минералов: ol — ol + pl — ol + pl + cpx — pl + cpx, что соответствует последовательности выделения минералов в реальном разрезе массива.

При сопоставлении модельного и реального разрезов Дюмталейской интрузии (см. рис.) можно сделать вывод, что такие тенденции в поведении основных породообразующих компонентов, как 1) резкое обогащение глубинной части массива магнием и железом с последующим обеднением пород массива магнием; 2) накопление вверх по разрезу кремния, алюминия и щелочей; 3) обогащение кальцием центральной габбродолеритовой части массива, в общем, совпадают. Следует, однако, подчеркнуть, что реальный разрез имеет более контрастный состав и отклоняется от модельного в своих крайних членах - оливинсодержащих породах основания и монцонитах из верхов разреза. Модельная кристаллизация предполагает образование скоплений кумулусного магнетита в придонной части магматической камеры, но, в целом, не отвечает поведению железа в разрезе.

Хотя при расчетах не учитывается влияние серы, поведение в массиве таких халькофильных элементов как Ni и Co весьма близко к модельному. Поэтому есть основания предполагать, что повышенные концентрации цветных металлов в приподошвенной части массива связаны с процессом фракционирования силикатного расплава. Роль серы сводится к экстрагированию этих металлов и связыванию их в сульфидной форме без существенного переноса.

Рассмотренная модель удовлетворительно объясняет механизм образования Дюмталейской интрузии в результате кристаллизационной дифференциации базитового расплава. Формирование Ti-Mt и сульфидных руд происходило в условиях высокой флюидонасыщенности расплава, поэтому для выяснения P-T параметров их кристаллизации необходимо использование физико-химических систем с участием летучих.

Литература

1. Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А Количественная модель формирования расслоенности талнахского интрузива (Норильский район). В кн.: Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987, с.96-106.
2. Френкель М.Я., Арискин А.А. Алгоритм решения на ЭВМ задачи равновесия для кристаллизующегося базальтового расплава. Геохимия, 1984, № 5, с.679-690.

ПЕТРОХИМИЯ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ КАМЕНСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Д.Е. Гриб
Объединённый институт геологии, геофизики и минералогии, г. Новосибирск

Каменская петрографическая провинция является уникальным местом проявления умеренно-щелочного, щелочного и основного магматизма.

Каменская провинция расположена на севере Сибирской платформы в пределах двух геоструктур - Енисейско-Хатангского прогиба и Тунгусской синеклизы. Эти геоструктуры расчленяются по серии субширотных разломов Енисейско-Гулинской зоны, которые нередко трассируются дайками. Зона сочленения представляет собой ступенчатый сброс.

На западе Каменская провинция граничит с Норильской, а на востоке - с Маймеча-Котуйской. Каменская провинция простирается с запада на восток на 60 км, а с севера на юг – на 20 км.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Особенность Каменской провинции заключается в широком распространении различных по составу малых интрузий позднетриасового возраста. Интрузии секут толщу плато-базальтов и туфов раннетриасового возраста. Основная форма тел - дайки, но встречаются штоки, силлы, некки. Дайки, в основном, встречаются в виде компактных развалов. Размер даек измеряется от 0.5 до 100 метров по мощности и по протяжённости от десятков метров до ста и более километров. Большое количество даек (до 17 даек на 1км ^{2}) объясняется существованием большого невскрытого Каменского интрузива, выявленного с помощью геофизических методов. Все дайки ориентированы в основном в субширотном направлении.

Среди интрузий выделяются изотропные, сложенные одним типом пород, и расслоенные, у которых от края к центру происходит смена пород как по зернистости, так и по составу. Расслоенные интрузии, по смене пород в разрезе, могут быть асимметричного и симметричного строения, кроме того, их разрезы бывают двух типов: 1) с постепенной сменой структуры и состава пород, 2) с резкой сменой состава и структуры пород.

Главной особенностью Каменской провинции является то, что на столь маленькой по своим размерам территории имеет место большое разнообразие составов пород малых интрузий.

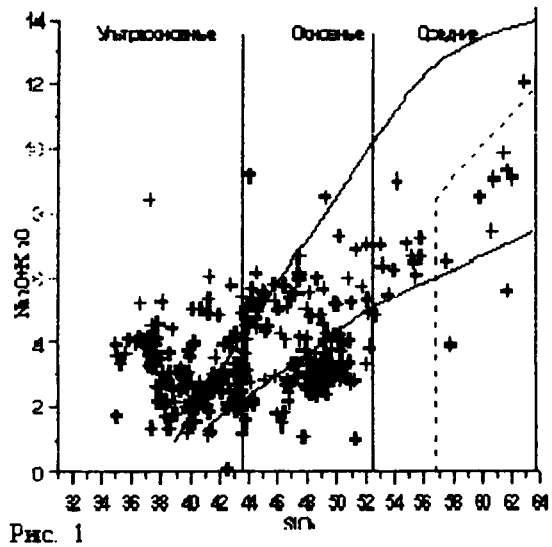


Рис. 1

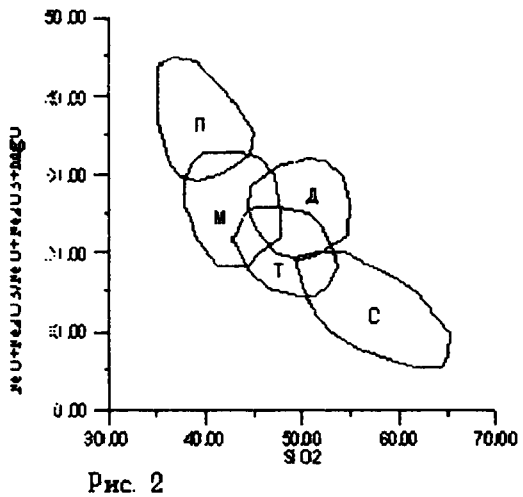


Рис. 2

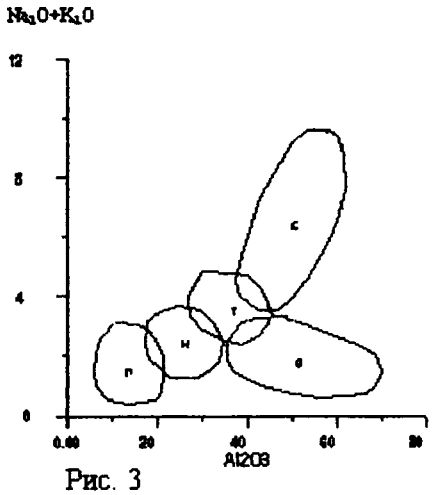


Рис. 3

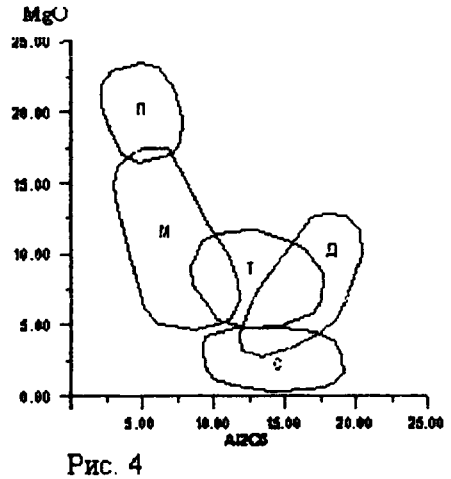


Рис. 4

П - пикриты
М -меланефелиниты
Т - трахидолериты
Д - долериты
С - сиениты, трахиты, лампрофиры

Всё встреченное здесь многообразие пород разделяются на шесть основных групп:

1) пикриты (пикриты, щелочные пикриты, нефелиновые пикриты, мелилит-нефелиновые пикриты);

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2) меланефелиниты (авгититы, лимбургиты, меланефелиниты оливиновые и оливино-мелилитовые);
3) лампрофиры (альнеиты, шонкиниты, вогезиты, камптониты, минетты);
4) трахидолериты (пикритовые, оливиновые, анкарамитовые, меланократовые, кварцсодержащие);
5) сиенит-трахиты (сиениты, граносиениты, микрограносиениты, монцониты, бостониты).
6) долериты (кварцевые, кварцсодержащие, толеитовые, лейкократовые тешенит-долериты, оливиновые, троктолитовые).

Некоторые петрохимические диаграммы помогают получить представление о химическом составе пород на территории Каменской провинции. На основной классификационной диаграмме SiO2 - Na2O+K2O (рис.1) показано расположение точек составов всех пород Каменской провинции. Здесь можно видеть, что они представляют собой породы ультраосновного, основного и среднего состава нормальной, умеренной и повышенной щелочности.

На диаграмме "К.Ф. – SiO_2" (рис.2) выделенные группы пород обособились в поля, вытянувшиеся в единый шлейф с закономерным понижением SiO_2 по мере увеличения К.Ф.

На диаграмме Na_2O+K_2O – Al_2O_3 (рис.3) можно видеть, что одновременное увеличение суммы щелочей и глинозёма проявляется в последовательной смене полей пикритов, меланефеленитов, трахидолеритов и сиенитов-трахитов. Исключение составляет поле долеритов, вытянутость которого свидетельствует об обратной связи между этими окислами.

На диаграмме Al_2O_3 – MgO (рис.4) поля выделенных групп перекрываются с тенденцией увеличения магнезии при уменьшении глинозёма по мере перехода от сиенитов-трахитов к меланефеленитам и далее пикритам. Эта тенденция осложняется в нижней части графика глубоким перекрытием полей меланефелинитов, трахидолеритов, долеритов и сиенитов.

Таким образом, на представленных диаграммах можно увидеть, что все поля пород перекрывают друг друга и вытягиваются в цепочки с закономерным изменением химического состава, что может говорить об их генетическом родстве. Кроме того, поле трахидолеритов на всех диаграммах связывает, по крайней мере, три поля - меланефеленитов, долеритов и сиенитов-трахитов. Это позволяет сделать вывод, о том, что все группы дайковых пород, представленные в Каменской провинции, являются производными одного расплава и что, скорее всего, расплав был трахидолеритового состава.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев
Горно-Алтайская экспедиция, с. Малоенисейское

Редкометалльное оруденение Горного Алтая (вольфрам, молибден, бериллий, литий, тантал, ниобий, олово) связано с редкометалльными гранитоидами щелочного ряда, плюмазитовыми редкометалльными лейкргранитами и палингенными гранитами известково-щелочного ряда [1]. Для них оценены некоторые параметры флюидного режима (табл.) по методике Трошина Ю.П.[2]. Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда кристаллизовались при температурах 650-850°С и широком варьировании фугитивностей кислорода, воды и парциальных давлений углекислоты и воды. Примечательно, что в гранитоидах Калгутинского массива от ранних фаз к поздним происходит увеличение фуги-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тивностей кислорода, парциальных давлений воды, углекислоты и снижение коэффициента восстановленности флюидов. К Калгутинской рудно-магматической системе приурочено самое крупное в регионе по запасам молибден-вольфрамовое месторождение.

Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты, с которыми связано оруденение лития, тантала, ниобия, формировались при самых низких температурах (530-550° С) и значениях фугитивностей кислорода и воды. Этим параметрам отвечает максимальная восстановленность флюидов (таблица). Для гранитоидов Алахинского месторождения (литий, тантал, ниобий) в группе плюмазитовых лейкогранитов свойственны максимальные величины фугитивности воды при минимальных значениях температур кристаллизации, фугитивностей кислорода, отношений фугитивностей кислорода и воды, парциальных давлений углекислоты.

Таблица. Некоторые параметры флюидного режима редкометалльных гранитоидов Горного Алтая (давление и фугитивность приведены в барах)

Массивы, фазы	T° C	lg fO_2	fH_2O	PH_2O	lg $\frac{fO_2}{fH_2O}$	P CO_2	K
Редкометалльные гранитоиды щелочного ряда							
Калгутинский I ф	680	-12,1	231	400	-15,2	100	0,47
Калгутинский II ф	690	-8,1	417	550	-11,1	350	0,24
Дайки эльванов	650	-2,0	415	540	-5,1	360	0,22
Осокинский	805	-4,1	488	820	-7,3	380	0,06
Колыванский	850	-5,1	330	470	-8,4	280	0,08
Турочакский	710	-8,0	427	490	-11,1	510	0,18
Цыганский	730	-8,0	390	480	-11,2	420	0,18
Бабырганский	840	-5,1	271	450	-8,3	150	0,13
Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты							
Алахинский	530	-18,0	349	580	-21,4	220	0,65
Каракольский	550	-15,1	310	465	-18,3	235	0,57
Джулалю	545	-16,1	267	600	-19,2	300	0,51
Палингенные граниты известково-щелочного ряда							
Мяснухинский	675	-8,9	220	450	-11,9	150	0,30
Татарский	800	-3,9	235	460	-7,1	170	0,21
Шибетинский	700	-2,9	420	610	-6,0	290	0,12
Белокурихинский	690	-2,1	210	360	-5,2	40	0,11

Примечание: T° C – температура кристаллизации гранитоидов; lg fO_2 – логарифм фугитивности кислорода; fH_2O – фугитивность воды; P H_2O – парциальное давление воды; lg fO_2/fH_2O – логарифм отношений фугитивности кислорода и воды; P CO_2 – парциальное давление углекислоты; K – коэффициент восстановленности флюидов.

Рассмотренные петрогеохимические типы гранитоидов с геодинамических позиций относятся к анорогенным образованиям. На диаграмме $\log(X_{Mg}/X_{Fe})$-$\log(X_F/_{OH})$, построенной на основе составов слюд (биотит и лепидомелан), выделены 3 подтипа анорогенных гранитоидов: A_1 - горячих точек или мантийных плюмажей; A_2 - постколлизионных обстановок (агпаитовые гиперсольвусные граниты), A_3 – активизации кратонной стадии древних платформ (граниты рапакиви). В каждом подтипе на основе анализов слюд по Забайкалью, Кавказу, Средней Азии, Алтае-Саянскому региону, Монголии, рифту Рио Гранде, Восточно-Африканской рифтовой системе, грабену Осло, Балтийскому щиту дискриминированы поля продуктивных редкометалльных гранитоидов. Составы слюд редкометалльных гранитов щелочного ряда Горного Алтая (Калгутинские, Колыванские, Осокинские, Бабырганские) попадают в поле продуктивных вольфрам-молибденовых объектов. В этом же поле оказались фигуративные точки слюд умеренно-щелочных лейкогранитов гигантского скарнового молибден-вольфрамового месторождения Тырныауз

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

(Северный Кавказ). Биотиты Цыганского и Турочакского массивов Горного Алтая не попадают в поле продуктивных гранитоидов. Слюды плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов на диаграмме перекрывают поля подтипов гранитоидов A_1, A_2 и А3, что, вероятно, обусловлено разнообразием их происхождения и возможностью формирования в качестве дифференциатов базальтовой, гранитной магм и метасоматическим путем с широким варьированием составов биотитов [2].

Слюды анализируемой группы гранитоидов Горного Алтая локализуются в поле плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов в подтипе A_2. Биотиты Алахинских гранитоидов, наиболее перспективных среди плюмазитовых гранитов Горного Алтая на редкометалльное оруденение, близки составам слюд литий-фтористых гранитов массива Бага-Хэнтей (Монголия).

Палингенные граниты известково-щелочного ряда в отличие от предыдущей группы кристаллизовались при более широком диапазоне температур (690-800°С). Для них характерны повышенные значения фугитивности кислорода и логарифма отношений фугитивности кислорода и воды и сравнительно низкие показатели парциального давления углекислоты. С этими гранитоидами связаны небольшие по масштабам месторождения вольфрама, молибдена и бериллия.

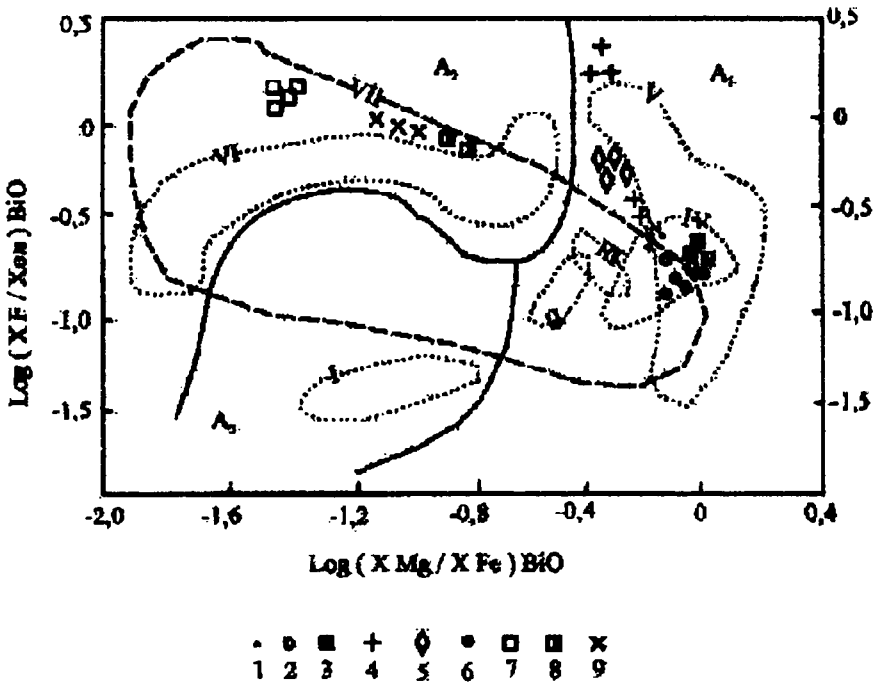


Рис. Диаграмма Log (X_{Mg}/X_{Fe})-Log (X_F/X_{OH}) для биотитов анорогенных гранитоидов Горного Алтая.

Поля гранитоидов: A_1 – горячих точек или мантийных плюмажей, A_2 – постколлизионных обстановок. A_3 – активизации кратонной стадии древних платформ. Поля биотитов гранитоидов, с которыми связаны месторождения: I – оловянные, II – олово-вольфрамовые, III – вольфрамовые, IV – вольфрам-молибденовые, V – молибденовые, VI- тантал-ниобиевые, IIV – литий-тантал-ниобиевые.

Гранитоидные массивы Горного Алтая: 1 – Калгутинский, 2 – Осокинский, 3 – Колыванский, 4 – Турочанский, 5 – Цыганский, 6 – Бабырганский, 7 – Алахинский, 8 – Каракольский, 9 – Джулалю.

Возрастные датировки описанных петро-геохимических типов гранитоидов Горного Алтая (U-Pb и Rb-Sr методы) дают позднепермско-раннетриасовый интервал для Осокинского, Калывагского, Бабырганского, Белокурихинского массивов. Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (Каракольский, Джулалю, Алахинский), а также Калгутинский массов уверенно датируются нижнеюрским возрастом. Турочакский, Цыганский,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Мяснухинский, Татарский, Шибетинский массивы по геологическим данным предположительно определяются средне-позднедевонским временным интервалом.

Петрологическая интерпретация магмогенерации редкометалльных гранитоидов региона должна включать смешение мантийного и корового источников, а геодинамическая – сочетание рифтогенной обстановки и влияние горячей мантийной точки.

Литература

1. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977, 280с.
2. Трошин Ю.П. Флюидный режим формирования редкометалльных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1983. № 11, с.66 - 75.

КУНДУСУЮЛЬСКИЙ ПОЛИФОРМАЦИОННЫЙ ПЛУТОН В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

В.С. Дубский, С.М. Борисов
Южсибгеолком, ГП "Запсибгеолсъемка", г. Новокузнецк

При проведении крупномасштабного геологического доизучения на севере Кузнецкого Алатау получен обширный общегеологический, петрографический, петрохимический, геохимический, кристаллохимический, рентгенодифрактометрический и акцессорно-минералогический аналитический материал, позволяющий обосновать выделение в Кундусуюльском плутоне трех интрузивных комплексов раннекембрийского возраста: московкинского вебстерит-анортозит-габбрового, кундусуюльского габбро-диорит-долеритового, тылинского плагиогранитоидного

Расслоенные габброиды московкинского комплекса обособлены в юго-западной и северной краевых частях плутона и сформировались в две фазы становления (основных ультрамафитов и габброидов) в рамках одной фазы внедрения.

Основные ультрамафиты представлены клинопироксенитами, серпентинизированными пироксенитами и аповебстеритовыми серпентинитами. Они обособляются внутри габброидов в виде полос, линз, изометричных и удлиненных линзовидных тел, ориентированных по удлинению массива и согласно общей расслоенности при мощности, варьирующей от десятков сантиметров и метров до 350 м (последние обладают внутренней расслоенностью). Пироксениты и серпентиниты сконцентрированы, как правило, в центральной части (конфокальный тип расслоенности). На долю габброидов приходится около 75% площади. Среди них описаны массивные и полосчатые разновидности с изменением состава от габбропироксенитов и горнблендитов до лейкогаббро и габброанортозитов.

Все породы комплекса являются низкощелочными, низкотитанистыми, низкофосфатны ми, геохимически специализированы на свинец, висмут и молибден.

Аналитические данные подтверждают принадлежность ультраосновных и основных магматитов к перидотит-габбровой формации и подчеркивают ведущую роль фракционирования плагиоклаза, орто- и клинопироксена (салита), оливина в образовании расслоенной серии

К московкинскому комплексу отнесены Среднетерсинский, Тылинский, Тисульский массивы.

Кундусуюльский габбродиорит-долеритовый комплекс представлен, в основном, в центральной и, в меньшей степени, в восточной части (общей площадью 4,5 км^2) плутона. В его северном окончании породы залегают в многочисленных линзовидных телах шириной от 20 до 200 м при длине от 300 м до 3.5 км, прорывая выше упомянутые расслоенные габброиды. Рвущий характер контактов неоднократно засвидетельствован в обнажениях. Среди магматитов описаны габбродиориты, диоритодолериты, мелано- и лейкодиориты.

Петрохимически породы характеризуются низкой щелочностью, глиноземисто-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

стью, титанистостью, высокой натриевостью, анортитовостью. Они обладают повышенным уровнем накопления Cr, V, Mo, Sc, Co, W, Bi, Cu, As.

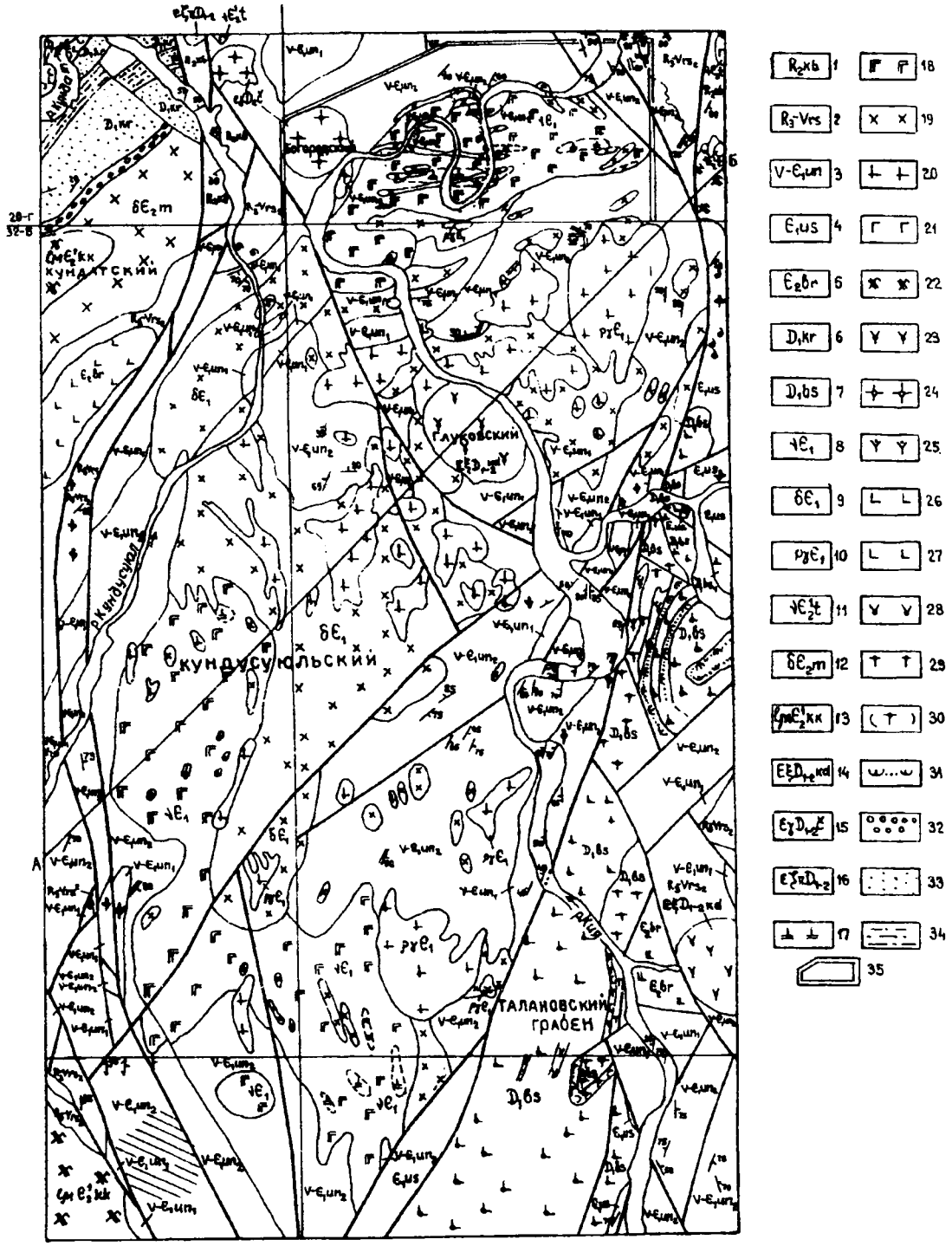


Рис. Строение Кундусуюльского плутона Масштаб 1:100000

1 – Средний рифей, кабырзинская свита; 2 – верхний рифей-венд, растайская свита; 3 – венд-нижний кембрий, устьанзасская свита; 4 – нижний кембрий, усинская свита; 5 – средний кембрий, берикульская свита; 6 – нижний девон, красногорская свита. Комплексы: 8 – московкинский комплекс; 9 – кундусуюльский; 10 – плагиогранитоидный; 11 – таскыльский; 12 – мартайгинский; 13 – краснокаменский; 14 – карадатский; 15 – чебулинский. 16 – субвулканические трахидациты; 17 – основные ультрамафиты; 18 – расслоенные габброиды; 19 – диоритоиды; 20- плагиогранитоиды; 21 – габбро; 22 – монцодиориты; 23 – щелочные сиениты; 24 – субщелочные граниты; 25 – сиенит-порфиры; 26 – базальтоиды; 27 – трахибазальты; 28 – трахиандезиты; 29 – трахиты; 30 – туфы трахитов; 31 – туфопесчаники; 32 – конгломераты; 33 –песчаники, 34 – алевролиты, 35 – участок «Чертова петля».

Совокупность аналитической информации свидетельствуют о принадлежности комплекса к габбродиорит-диабазовой формации.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

комплекса к габбродиорит-диабазовой формации.

Породы тылинского комплекса в виде мелких, с четко рвущими контактами, тел размером от 0.1 до 4 км расположены в восточном эндо- и экзоконтакте, реже, в центральной и западной части плутона.

По данным компьютерного моделирования в гравиметрическом поле мелкие тела плагиогранитоидов на глубине сливаются в единый массив. Породы комплекса сильно катаклазированы и изменены под влиянием более поздних сиенитоидов.

Петрохимия пород свидетельствуют об умереннонизкощелочном уклоне и вариации составов от плагиогранодиоритов до плагиогранитов. Имеющиеся данные позволяют рассматривать плагиогранитоидные массивы в рамках низкощелочной ветви тоналит-гранодиоритовой формации. Все три комплекса являются составляющими раннекембрийской габбро-плагиогранитной серии.

ЕЩЕ РАЗ О ГЕНЕЗИСЕ УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРО-ГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.Н. Иванов, А.С. Калинин, Л.А. Рапацкая, Н.Е. Егорова
Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск

Проблема формирования ультрабазит-габбро-гранитных ассоциаций – одна из старейших в отечественной геологии. Существует целый ряд теоретических моделей – Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Д.С. Коржинского, которые позволяли объяснить с определенных позиций проявление ультрабазит-габбро-гранитной ассоциации. Эти теоретические модели подтверждаются существованием гипербазит-габбро-гранитных ассоциаций в подвижных внутриконтинентальных зонах. Есть целый ряд работ Э.П. Изоха [6], А.Н. Иванова [3], А.Н. Иванова и А.С. Калинина [4], рассматривающих интрузивные образования этой ассоциации в различных регионах.

Обобщение материалов [2] вышеперечисленных исследователей и наши собственные наблюдения позволяют высказать следующие соображения по генезису ультрабазит-габбро-гранитных ассоциаций Прибайкалья.

1. Ассоциация сближенных структурно и во времени интрузий гипербазитов, габбро и гранитов не случайна, а строго закономерна. Они приурочены к глубинному Приморскому разлому – пограничной разрывной структуре – зоне сочленения архейского Сибирского кратона с протерозойским складчатым обрамлением. Массивы гранитов, габброидов и гранитоидов локализуются во внутренней зоне краевого шва на всем его протяжении. Во внешней зоне эти ассоциации менее распространены.

2. Порядок внедрения интрузий, там, где это удается установить, стандартный для гомодромного ряда: первыми внедрялись гипербазиты, после них – габбро, а затем уже граниты.

3. Тела гипербазитов, габбро – это повсеместные, мелкие, линзовидные, каплевидные, согласные, конформные в жесткой раме вмещающего субстрата. Тела гранитов представляют собой гораздо более крупные образования и соотношения гипербазитов, габбро и гранитов близко к 1:5:100.

4. Интрузии гипербазитов, габбро и гранитов сближены в пространстве и во времени. Существуют ассоциации пород, относящихся к одному тектономагматическому циклу. Так, в Западном Прибайкалье выделяются следующие ассоциации [5]:

а) предположительно архейская, метагипербазитов и базитов;

б) раннепротерозойская метагипербазитов, ортоамфиболитов и гранитов;

в) позднепротерозойская габбро-гранитная;

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

г) палеозойская габбро-сиенит-гранитная.

5. Между гипербазитами, габбро и гранитами, входящими в состав ассоциации, мало или почти отсутствуют промежуточные типы, что свидетельствует о скорости процесса.

6. Гипербазиты и габбро отличаются повышенной щелочностью [1]. Граниты, судя по характерному для них минеральному парагенезису, также отличаются повышенным содержанием щелочей [6]. Но это, скорее всего, является следствием наложенных процессов метасоматоза, связанных с привносом K_2O.

7. А.Н. Иванов и А.С. Калинин [4] путем моделирования образования магматического расплава в зоне глубинного разлома установили существование трех очаговой магматической системы.

- кислые расплавы – на глубине 12-20 км;
- основные расплавы – на глубине 20-50 км;
- ультраосновные расплавы – на глубине 100-120 км.

Расчеты показали, что в рамках единой магмообразующей системы возможно образование и взаимодействие всех трех типов расплавов, дающих продукты указанной ассоциации.

8. Вместе с тем, геотектоническая обстановка генезиса ультрабазит-базит-гранитных ассоциаций значительно сложнее и реализация всех типов на одном гипсометрическом уровне не допускается, т.е. на первый план выходит проблема транспортировки гипербазитов к поверхности.

9. Механизм транспортировки можно охарактеризовать, как восходящее движение частично расплавленного ультраосновного субстрата в пластинообразной структуре, сопровождающейся разделением фаз (собственно расплав и реститовая часть).

10. Основной и гранитный магматизм – это результаты плавления субстратов соответствующего состава, происходящего в коре.

11. В рассматриваемой трехзвенной магматической ассоциации ультрабазитовая часть всегда генетически самостоятельна и от других членов ассоциации отделена, как правило, временным и пространственным барьером.

Таким образом, появление в коре сообществ магматических пород, относимых ультрабазит-габбро-гранитной ассоциации, возможно как результат одновременного образования в крупной проницаемой магмообразующей структуре нескольких самостоятельных магматических систем, возникает под воздействием единых факторов эндогенной активизации. Это ближе всего соответствует условиям активизации различного рода краевых, проницаемых структур, расположенных по границам крупных блоков континентальной литосферы различно зрелости, в которых не только благоприятно заложение магматических систем, но и вывод расплавов на один уровень глубинности, вплоть до поверхности.

Литература

1. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит - базитовые ассоциации раннего докембрия – Новосибирск: Наука, 1987. 156 с.
2. Егорова Н.Е., Рапацкая Л.А. О генезисе гипербазит - габбро - гранитных ассоциаций Прибайкалья // Молодежь и проблемы геологии : Тез. Докл. Первого Международного науч. Симпоз. – Томск, 1997. С.75 - 76.
3. Иванов А.Н. Региональные пегматитоносные системы активизированных областей Центральной части Азиатского континента: Автореф дис. докт геол. минерал. Наук. М., 1986. 32 с.
4. Иванов А.Н., Калинин А.С. Моделирование континентальных магмообразующих проницаемых структур в связи с проблемой генезиса ультрабазит - габбро - гранитных ассоциаций. // Проблемы геологии Центральной Азии.Вып. 1. Иркутск: ИрГТУ, 1995. С. 44 - 57.
5. Иванов А.Н., Павленко Э.Ф., Рапацкая Л.А. Ультрабазит - габбро - гранитные ассоциации Прибайкалья. Иркутск, 1993. 80 с.
6. Изох Э.П. Гипербазит - габбро - гранитный формационный ряд и формации высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965. 39 с.
7. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 231 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

О СВЯЗИ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ С ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЕМ

Г.М. Иванова
Томский политехнический институт, г. Томск

Наши исследования, проведенные при изучении ряда магматических комплексов и месторождений Горной Шории, позволили установить прямые связи процессов магматического замещения и рудообразования, в частности, железооруденения. Данная точка зрения на формирование различных месторождений была впервые высказана С.С. Ильенком [1]. Нами же при детальных исследованиях установлено и доказано наличие таких процессов при формировании железорудных месторождений Кондомского района Горной Шории. Исследование автором Кондомской группы месторождений, процессов породообразования в регионе, выявление габбро-сиенитового комплекса и его становления показали, что основная масса скарнов железорудных месторождений в данном районе связана с явлениями магматического замещения. Многими исследователями генезис железооруденения связывается с отщеплением глубинных железосодержащих растворов в ходе дифференциации основной базальтовой магмы. Однако наши исследования показывают, что это не единственный путь мобилизации железа, идущего на формирование месторождений. При этом установлено, что источником железа являются железисто-магнезиальные силикаты ранее образованных габброидных пород или вмещающих эффузивов основного состава, разлагающиеся в процессе метасоматоза и магматического замещения. Железо выносится из данных пород при авто- и алломагматическом замещении и, скапливаясь в остаточных растворах, отделяется в область контактов. Таким образом, щелочные сиениты, образовавшиеся при магматическом замещении, что нами доказано, а также скарны и магнетитовые руды представляют собой тесно связанные парагенетические образования. Наши исследования показали, что при становлении габбро-сиенитового комплекса в районе большую роль сыграли явления щелочного метасоматоза, перерастающего в магматическое замещение с развитием своеобразных сиенитизированных пород и имеющие тесные генетические связи с процессами рудообразования.

Сущность явления магматического замещения в регионе заключается в процессе проникновения в твердые породы подвижного раствора–расплава магматического происхождения. В результате взаимодействия этого раствора в твердых кристаллах породы происходит не только диффузионный обмен и выравнивание состава твердой и жидкой фаз, но и непрерывное возрастание жидкой фазы, способствующей экзотермическим реакциям при изменении высокотемпературных минералов. В результате чего образуются продукты новой вторичной магмы, которая или кристаллизуется на месте, или медленно выдавливается в верхние горизонты. Алломагматическое замещение проявляется по вмещающим породам, при этом происходит как с ассимиляцией вмещающих пород, так и без ассимиляции. Автомагматическое замещение – это процесс, при котором магматический раствор-расплав замещает более ранние продукты кристаллизации магмы. Проведенные нами исследования в Кондомском районе показали, что щелочному замещению подвергаются все породы, как более ранние интрузивные образования в виде габбро, монцонитов, габбро-порфиритов, так и вмещающие породы, в частности осадочные (известняки и др.) и эффузивные плагиоклазовые порфириты и др. породы. Таким образом, в регионе проявились оба типа магматического замещения, как автомагматического, так и алломагматического, конечным продуктом которых, как правило, явились щелочные сиениты.

Внедрение известково-щелочной магмы, как одного из крайних продуктов дифференциации базальтовой магмы, происходило в районе по узким зонам трещиноватости северо-восточного простирания. Дальнейшее отщепление щелочного аплитовидного расплава, богатого летучими, привело к пропитыванию ими вмещающих пород и уже закристаллизованных ранних дифференциатов магмы. Это и обусловило щелочной метасоматоз

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

по этим породам и магматическое замещение их, в начале развивающееся локально пятнами и жилообразными местными обособлениями, а затем захватывающими всю массу породы. Состав расплава-раствора, приведшего к магматическому замещению, повидимому, отличался высоким содержанием K, Al, Si, и летучих (OH, H_2, CO_2 и др.), создававших неустойчивость темноцветных минералов, высокую подвижность и вынос таких элементов, как Fe, Mg Ca. Так, встреченная в глубоких горизонтах Таштагольского массива в известково-щелочных сиенитах роговая обманка оказалась разложенной за счет действия скапливающихся в верхних частях магматического расплава указанных растворов. Подобное разложение железисто-магнезиальных силикатов встречается и в случае магматического замещения габброидных пород магматического комплекса. Здесь наблюдается разъедание пироксена, роговой обманки и основного плагиоклаза. Местами от этих минералов сохраняются лишь обрывки и реликтовая форма зерен. Такие же явления наблюдаются в монцонитах Кочуринского массива и др. В результате пересчетов нами установлено, что при метасоматическом и магматическом замещении вынос Fe^{3+} из железисто-магнезиальных силикатов габброидов составляет свыше 70 % , Fe^{2+} - 64 %, Mg - около 80 %, Ca - свыше 80 % и т.д. Расчеты показали, что при магматическом замещении габброидов и основных эффузивов с образованием сиенитов проявляется вынос таких элементов, как Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ca, Al, Ti, Mn и привнос K, Si и Na. Накопление Na при этом идет позже с проявлением альбитизации уже закристаллизованных пород.

Следовательно, в результате магматического замещения появляются растворы богатые Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ca, Mg, Al, которые при их миграции в зону холодного контакта могут образовывать скарны. Это отщепление скарновых растворов происходит параллельно с процессами магматического замещения. Скарновые растворы формируются на месте, но имеют тенденцию к миграции вверх вдоль контакта и локализацию их вдоль крутых трещинных зон. В участках более длительного разогрева эти растворы производят частичное замещение раскристаллизованных сиенитов. Таким образом, мощность железооруденения в значительной степени определяется мощностью толщи, подвергшейся щелочному метасоматозу и магматическому замещению.

Несомненно, что масштабы магматического замещения в вертикальном направлении несоизмеримо больше (в сотни раз) их протяженности по горизонтали, в связи с преобладающей вертикальной миграцией щелочных сквозьмагматических растворов-расплавов. Это особенно хорошо видно на Таштагольском месторождении, где в пределах рудного поля верхняя зона щелочных пород имеет мощность 200-800 м, подстилаясь известково-щелочными сиенитами, но в отдельных участках она опускается значительно ниже 1 км. К этим глубоким карманам щелочных сиенитов, свидетельствующим о значительных зонах глубинной проработки пород, сквозьмагматическими растворами-расплавами и приурочены в основном магнетитовые рудные тела. Отсюда нетрудно представить большие масштабы выноса Fe, Mg, Ca и других компонентов, сбрасываемые в постмагматические растворы при замещении габброидов, эффузивов и др. пород, тем более, что в среднем содержание железа (FeO) во вмещающих породах составляет 3-5 %.

Таким образом, тесная связь рудообразования с продуктами магматического замещения в виде щелочных сиенитов подчеркивается их пространственной приуроченностью друг к другу. Конечно, важным фактором является также степень рассеянной железоносности вмещающих пород и наличие литологически благоприятных горизонтов для локализации процессов метасоматоза с последующим магматическим замещением.

Литература

1. Ильенок С.С. Связь явлений магматического замещения с рудопроявлением //Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во Акад. Наук Казахской ССР, 1960. С.435-444.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОЙ СЕРИИ (НА ПРИМЕРЕ ИГИЛЬСКОГО МАССИВА, КАНСКАЯ ГЛЫБА)

Т. Б. Колотилина, А.С. Мехоношин, М.Ю. Цыпуков
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Игильский массив ультраосновных пород, располагающийся в пределах Канского выступа Сибирской платформы, является уникальным объектом, содержащим блоки гранатовых лерцолитов в породах гарцбургит-дунитового ряда [1], на примере которого возможно провести модельные расчеты образования составов расплава и рестита при различных степенях плавления мантийного источника.

По уровню содержаний, характеру распределения редких и редкоземельных элементов, гранатовые лерцолиты массива Игиль близки к ксенолитам неистощенной мантии [1]. Гарцбургитам и дунитам массива Игиль присущ более низкий уровень содержаний тяжелых РЗЭ, высокие содержания магния, значительно более низкие содержания титана, алюминия и щелочей, характерные для истощенных перидотитов (реститов). При этом отмечается линейная зависимость распределения главных породообразующих окислов при смене пород от лерцолитов к гарцбургитам и дунитам. Такое распределение элементов может являться результатом образования серии остатков при частичной или полной экстракции композиционно неоднородных расплавов, образованных при различных степенях плавления однородного источника [3].

Для проверки этого предположения, мы предприняли попытку рассчитать возможные степени плавления источника и состав полученных расплавов, используя уравнение баланса масс [3,4]: $C_{ист}=C_{расп}*F + C_{рест}*(1-F)$, где $C_{ист}$ - состав источника, образец 88-181 (наиболее близкий к мантийным характеристикам); $C_{расп}$ - неизвестный состав расплава, равновесный с реститом; $C_{рест}$ - состав рестита, то есть состав гарцбургитов и дунитов Игильского массива, истощенных относительно 88-181; F – неизвестная степень плавления. Вычисление степени плавления произведено с использованием зависимости состава оливина от состава расплава [5]. В случае фракционного плавления состав оливина, находящегося в равновесии с расплавом, изменяется от исходного до остаточного, поэтому в расчетах принимался средний состав оливина.

В результате вычислений установлено, что серия гарцбургитов и дунитов Игильского массива может являться реститом от ~14 до 30 % плавления, с образованием расплавов состава: SiO_2 ~46,7-54,8%; TiO_2 ~0,2-0,4%; Al_2O_3 ~7,0-12,1%; FeO* ~9,6-19,0%; MgO ~11,8-30,3%; CaO ~7,4-11,9%; Na_2O ~0,3-0,9%.

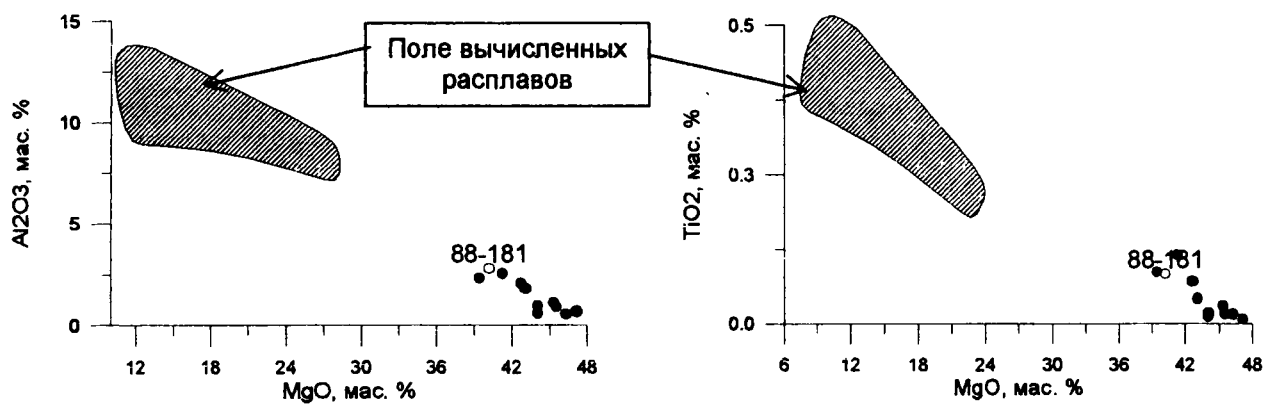


Рис. MgO-Al2O3 и MgO-TiO2 вариационные диаграммы, демонстрирующие тренды для перидотитов и дунитов Игильского массива и поля составов вычисленных расплавов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Полученные составы расплавов (рисунок) отвечают серии пород, меняющей свой состав от океанических толеитов к пикробазальтам и пикритам. Наиболее магнезиальные пикриты сопоставимы с коматиитами. Подобные образования наблюдаются во вмещающих Игильский массив породах Канского зеленокаменного пояса [2].

Таким образом, моделирование условий зарождения расплавов из неистощенного источника, каковым являются гранатовые лерцолиты Игильского массива дает реальные результаты, выраженные в наблюдаемых природных сериях.

Литература

1. Цыпуков М.Ю., Костровицкий С.И. Мантийная природа ультрамафитов Игильского массива (Канская глыба) // ДАН (в печати).
2. Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика . 1993. № 8. С.98-108.
3. Frey F.A., Suen C.I., Stockman H. W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 2469-2491.
4. O'Hara M.J., Saunders M. J., Mercy E. L. P. Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite: interpretation of upper mantle processes in kimberlite // Phys. Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 571-604.
5. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. P. 275-289.

ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.И. Крупчатников[1], И.Ф. Гертнер[2], В.В. Врублевский[2]
[1]Алтайская геофизическая экспедиция, п. Майма,
[2]Томский государственный университет, г. Томск

Лампроиты привлекают внимание исследователей не только в качестве источника алмазов, но и как уникальные в генетическом отношении горные породы. Вместе с тем, во многих случаях подобные образования обладают тонкозернистым строением, и их диагностика не всегда носит однозначный характер. В связи с этим в появившихся в последнее время публикациях, посвященных вопросам систематики и номенклатуры лампроитов [1, 2, 3, 6], ведущими классификационными критериями считаются не только минералогический состав, но и геохимические особенности данных пород.

В юго-восточной части Горного Алтая выделяется несколько ареалов распространения субвулканических тел лампрофиров, которые объединяются в чуйский комплекс раннемезозойского возраста [4, 5]. Доминирующую роль в его петрографическом составе играют минетты. По нашим данным в пределах только одного, саржематинского ареала лампрофиры обладают такими же петрохимическими характеристиками, как у лампроитов. При этом абсолютное большинство пород в выборке из 23 анализов имеют кремнекислотность (SiO_2 43,0-53,3 мас.%) и магнезиальность (mg 61-83, MgO до 11,84%), свойственные обычно лампроитам, принадлежащим группе основных пород.

Практически все проанализированные петрографические разновидности ареала при уровне агпаитности, достигающем значений K_a~ 0,95-1,1, характеризуются повышенным содержанием K_2O (до 7,5-8,9 мас.%) и таким же высоким, как в лампроитах $K_2O/Na_2O>3$ (рис. 1А). Устанавливаемые в породах концентрации $FeO_{общ}$ и CaO составляют менее 10 мас. % (см. таблицу), что также соответствует особенностям химизма лампроитов.

На индивидуальность рассматриваемых пород, в отличие от лампрофиров других ареалов, указывает характер распределения фигуративных точек анализов на дискриминационной диаграмме $CaO-Al_2O_3$ (рис. 1Б), практически полностью располагающихся в поле лампроитовой серии. Вместе с тем, для минетт саржематинского ареала устанавливаются высокие значения (~ 0,69) соотношения суммарных содержаний элементов (TiO_2+ MgO+ K_2O) / (Al_2O_3 + $FeO_{общ}$ + CaO + Na_2O), которыми, соответственно, обогащены или обедне-

Таблица. Представительные химические составы (в мас.%) минетт саржематинского ареала

Компонент	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма	mg'	K_2O/Na_2O	Ka
К-6	46,24	1,28	8,76	2,06	4,45	0,10	11,84	4,75	0,54	6,90	1,15	9,69	97,76	82,6	12,8	0,95
К-8	44,31	1,14	8,85	2,03	5,05	0,13	10,74	5,30	1,27	5,92	0,59	12,47	97,80	79,2	4,7	0,97

Примечание. mg'=100MgO/MgO+FeO (в мол.%) (коэффициент магнезиальности); $K_a=Na_2O+K_2O/Al_2O_3$ (в мол.%) (коэффициент агпаитности).

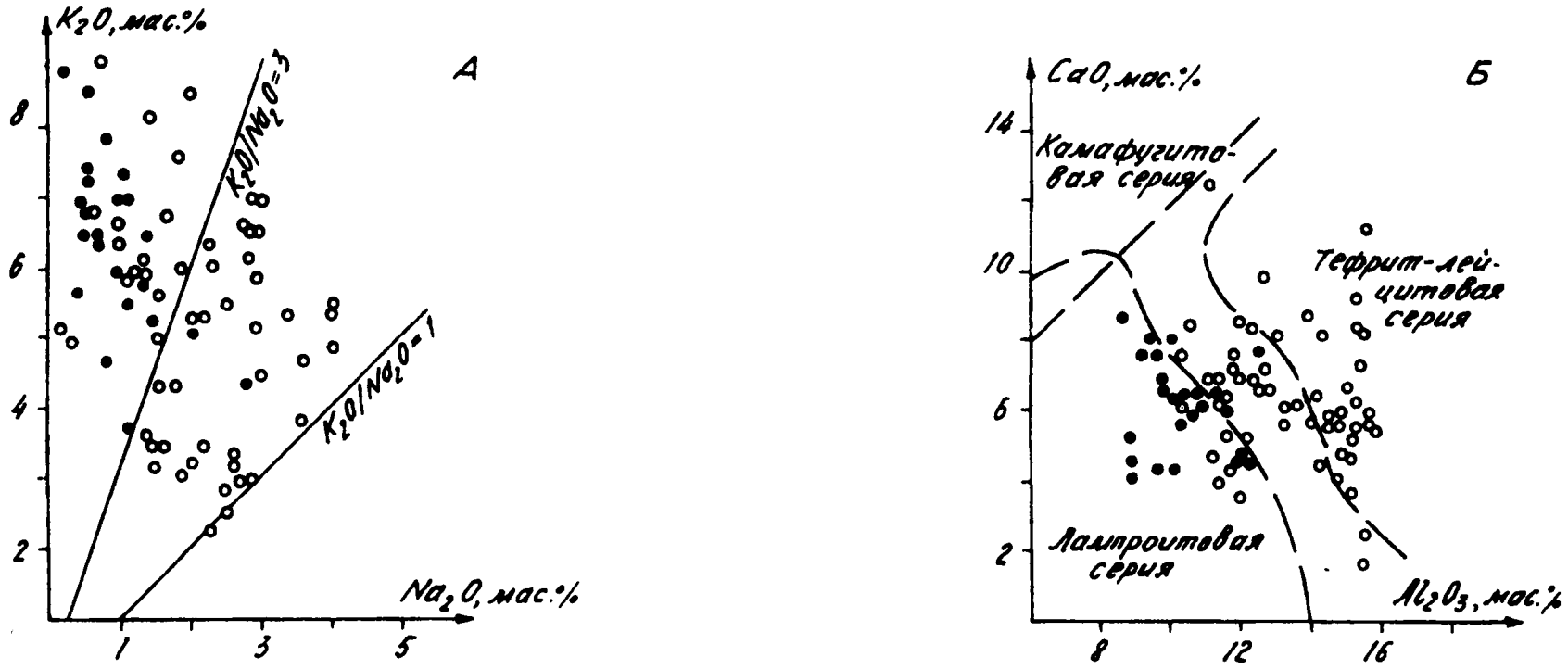


Рис. 1. Химические составы минетт чуйского комплекса на дискриминационных диаграммах K_2O-Na_2O (А) и CaO-Al_2O_3(Б).
Залитые кружки – составы минетт саржематинского ареала; полые кружки – составы минетт других ареалов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ны лампроиты. Это значительно выше, чем у типичных минетт (~ 0,42-0,54) и может быть сопоставлено, например, с лампроитами Лейцит-Хиллс, США (0,74).

По предварительным результатам микроскопического изучения в минералогическом составе исследуемых пород устанавливаются флогопит (30-35 об.%) и тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата с примесью рудного минерала. Размеры фенокристов флогопита варьируют от 5-7 мм до десятых долей мм. Вторичные изменения пород выражаются в виде псевдоморфного замещения карбонатом и кварцем кристаллов, предположительно, реликтового пироксена.

Выявленные особенности состава минетт саржематинского ареала чуйского комплекса позволяют считать их лампроитоподобными породами, сходными с фицроитами - лейцит-флогопитовыми основными лампроитами.

Литература

1. Богатиков О.А., Махоткин И.Л., Кононова В.А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 3-10.
2. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 300 с.
3. Митчелл Р.Х. Лампроиты - семейство щелочных горных пород // Зап. ВМО. 1988. Ч. CXVII. Вып. 5. С. 575-586.
4. Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1989. 164 с.
5. Оболенская Р.В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 147 с.
6. Панина Л.И. Лампроитовые породы Алдана и генетические критерии лампроитовых расплавов // Геология и геофизика. 1993. № 6. С. 82-90.

МОРФОЛОГИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ И КОМПЛЕКСОВ

Е.В. Кужельная, В.Л. Хомичев
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Модели рудно-магматических систем базируются на морфологии и внутреннем строении рудогенерирующих массивов (и комплексов). Эта проблема решалась на примере эталонных объектов железоносной габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации. Верхняя часть их исследована путем сопоставления и прослеживания разноуровневых срезов, нижняя - моделированием глубинных геолого-геофизических разрезов.

Канзыбинский массив (В. Саян) изучен особенно детально, а благодаря обособленному положению, интерпретация его глубинного строения однозначна по разным авторам. Это небольшое воронкообразное зональное тело: внешнюю часть почти по всему периметру слагают монцодиориты и габбро, внутреннюю - граниты. Зональность подтверждают фрагментарно сохранившиеся комагматичные щелочно-салические вулканиты, по отношению к которым массив занимает центральное положение. Концентрическое строение наблюдается и по рудно-метасоматическим образованиям, связанным с массивом. Скарново-магнетитовые месторождения, в контакте с монцодиоритами и гранодиоритами, опоясывают Канзыбинский шток с севера, запада и юга, а магнитные аномалии в еще большей мере подчеркивают концентрическое строение всей системы. Золото-кварцевое оруденение не имеет существенного значения, размещается в периферии гранитного ядра и образовалось позже магнетитового. В центре ядерной зоны проявилась наиболее поздняя грейзеновая молибденовая минерализация. С глубиной размеры массива сокращаются. И прежде всего уменьшается гранитное ядро, под которым в 1 км от поверхности залегают монцодиориты и габбро. На глубине 3 км массив переходит в субмеридиональное

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дайкообразное тело, сложенное габброидами. Оно смещено от центра на восток- юго-восток и погружается на глубину более 10 км. Таким образом, на поверхности граниты составляют не менее 70%, монцодиориты > 20% и габбро ~ 5%, и массив представляется как гранитоидный, что вводит в заблуждение, так как в полном его объеме доля гранитов составляет примерно 10%, а габбро - не менее 60% , и исходная магма его, безусловно, была базальтовой или андезитовой.

Тельбесский массив относится к тому же формационному типу, что и Канзыбинский, но гораздо глубже эродирован, поэтому намного превосходит его по размерам (длина до 110 км, ширина 5-20 км). Зональное строение массива выражено менее отчетливо, хотя меланократовая краевая зона (диориты, габбро, сиенодиориты) и обширное гранитоидное ядро выделяются однозначно. Предшествующие комагматичные субщелочные вулканиты сохранились на крайнем западе (учуленская свита) и на северо-восточном окончании массива (кибрасская свита), они служили кровлей массива. Железорудные месторождения сосредоточены на западном окончании массива и около его сателлитов в юго-западном и южном экзоконтактах. Кроме того, с массивом связано редкометальное и полиметаллическое оруденение.

Хорошо согласующиеся между собой положительные гравиметрическая и аэромагнитная аномалии над Тельбесским массивом вдвое превышают его ширину, что свидетельствует о значительном расширении массива с глубиной. Эпицентр аномалий находится в западной периферической части и совпадает с корневой зоной. Сложена она высокоплотными и высокомагнитными породами (габброидами и, вероятно, ультрабазитами). Но габбро г. Малиновой не имеют к ним отношения, поскольку не фиксируются гравикой и магниткой и потому представляют маломощное бескорневое тело, залегающее на преобладающих в верхней части массива гранитоидах. С глубиной, судя по модельным разрезам, доля диоритов и габбро увеличивается.

Критическое обобщение материалов при подготовке Тельбесского эталона привело к таким выводам по морфологии и внутреннему строению массива:

1. Массив и его сателлиты приурочены к Темир-Ташелгинскому глубинному разлому и оперяющим его продольным и поперечным нарушениям.

2. По морфологии он представляет субгоризонтальное межформационное тело с аркообразной кровлей, осложненной протяженными штоковыми выступами. Подводящий канал находится вблизи западного окончания массива (в современном срезе) и погружается по разлому на юго-восток.

3. В продольном направлении массив медленно воздымается к северо-западу (где на поверхность выходят граниты ядерной зоны) и погружается на юго-запад (где над ним размещается вулканическая постройка комагматичных трахиандезитов, дацитов, трахириолитов).

4. Апикальная часть массива, где она сохранилась, представлена габброидами и монцодиоритами. Под ним залегает расширенное гранитное ядро, которое подстилается средне-основными породами. Ориентировочная мощность массива составляет около 10 км, мощность кровли (ороговикованные породы ордовика и вулканогенные комагматичные ему отложения учуленской свиты) порядка 2-3 км.

5. Исходная магма базальтовая или андезибазальтовая в ходе саморазвития подвергается флюидно-кристаллизационной внутрикамерной дифференциации с образованием габбро-монцодиорит-сиеногранитовой серии.

Тейский рудный узел в широком понимании включает ряд мелких сближенных тел габбро, монцонитов и сиентов (Тея, Абагас, Ельгентаг, Шорский, Шорско-Тейский и др. массивы), составляющих единую крупную магматическую систему, приуроченную к напряженной тектонической зоне северо-восточного простирания. В ее головной части размещается трахиандезит-трахитовая вулканическая постройка (Тейская мульда), рудные брекчии и метасоматиты Теи и Абагаса. Корни оруденения опускаются в рудопродуци-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

рующие штоки сиенитов, которые в свою очередь "вырастают" из крупной межформационной залежи монцодиоритов и габбро.

Более глубокий срез этой магматической системы вскрывается восточнее на хребте Саксыр. Он представлен крупным телом гранитов, гранодиоритов, диоритов, сменяющихся ниже габброидами, которые по разломной зоне уходят на большую глубину.

Таким образом, эти три примера из большого числа исследованных массивов и ореолов убеждают в том, что рудоносные гранитоидные комплексы представляют лишь фронтальную часть глубоко дифференцированной по вертикали габбро-гранитной системы, исходной для которой служила мантийная базальтовая магма. Широкое развитие гранитоидов на поверхности дает искаженную картину, так как это лишь верхняя часть "айсберга", сложенного преимущественно габброидами.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ ХОЛОДНИКАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЮГ АЛДАНСКОГО ЩИТА)

С.Н. Лаврик, М.А Мишкин
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проведенные исследования посвящены слабоизученной тектонической структуре, сравнительно недавно выделенной на южной окраине Алданского щита [1] - Холодниканскому зеленокаменному поясу. Метаморфические образования Холодниканского зеленокаменного пояса залегают среди раннеархейских гранулитов зверевской серии в виде разобщенных тектонических блоков, образующих полосу СЗ простирания от Холодниканского перевала до правобережья р. Иенгры, и прослеживаются далее, в бассейн р. Дьилинде. Эти блоки представляют собой реликты геотектонической структуры, трактуемой как прогиб, заложенный на гранулитовом фундаменте юга Алданского щита [4]. В основании разреза холодниканского комплекса залегает толща амфиболитов, переслаивающихся с амфибол-эпидотовыми сланцами. Средняя часть разреза представлена амфибол-эпидотовыми и мусковит-эпидотовыми сланцами. Завершает разрез толща биотитовых, мусковитовых и хлоритовых сланцев, содержащая в подчиненном количестве прослои кварцито-сланцев и кварцитов. Общая мощность изученного разреза около 2,5 км.

Породы холодниканского комплекса метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Типичные парагенезисы для пород основного состава - плагиоклаз + амфибол + эпидот $\pm$ кварц, для среднего и кислого - плагиоклаз + мусковит + кварц $\pm$ эпидот. Параметры кульминации метаморфизма, определенные на основании микрозондовых анализов сосуществующих амфибола и плагиоклаза, соответствуют T =550°C, P = 5 кб.

На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов - примесей установлена первичная природа метаморфических пород холодниканского комплекса. Протолит нижней части разреза представлен вулканитами, среди которых преобладают основные и ультраосновные разности, а верхней - основными, средними и кислыми вулканитами и осадочно-терригенными породами. На классификационной диаграмме Na_20+K_20-$Si0_2$ основная масса изученных разностей метавулканитов располагается в поле пород нормальной щелочности. Незначительная часть метабазитов и метаандезитов относится к субщелочным разностям. На диаграмме AFM метавулканиты образуют два тренда - известково-щелочной и толеит-коматиитовый. На этом основании среди метавулканитов холодниканского комплекса выделены две серии исходных вулканитов: толеит-коматиитовая и известково-щелочная. Толеит-коматиитовая серия представлена перидотитовыми коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами.

Перидотитовые коматииты. Содержание MgO в перидотитовых коматиитах со-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ставляет 23 - 25 мас.%. Среднее отношение CaO/Al_2O_3 в перидотитовых коматиитах равно 0,9, что сближает их с йилгарнским типом коматиитов. Пониженные значения величин CaO/TiO_2 (14.5) и Al_2O_3/TiO_2 (16,5) свидетельствуют об обогащении мантийного источника титаном. Отношения некогерентных элементов подтверждают обогащенность мантийного источника титаном, а также Zr по отношению к Nb и Y (Ti/Zr = 126, Ti/Y = 442, Zr/Nb = 24, Zr/Y = 3,5). Величины этих отношений значительно выше хондритовых. Учитывая низкий K_D титана и циркония между оливином и расплавом, обогащенность анализированных перидотитовых коматиитов Ti и Zr позволяет предполагать их некумулятивную природу. Содержание Ni варьирует в пределах 840-1100 г/т и обладает прямой корреляцией с Mg. Содержание Cr изменяется в диапазоне 1600-2400 г/т без корреляции с Mg. Эти данные и незначительный диапазон изменений MgO в изученных перидотитовых коматиитах могут свидетельствовать о незначительном фракционировании оливина, без фракционирования хромита. Химизм перидотитовых коматиитов (MgO = 23 мас.%, Mg/Fe+Mg = 0.8) свидетельствует, учитывая экспериментальные данные [3], о том, что формирование их происходило при P = 27 кб., T = 1730°C. Частичное плавление мантийного источника достигало 40%. Мантийный источник был обогащен Ti, Zr по отношению к Nb и Y.

Коматиитовые базальты. Содержание MgO в коматиитовых базальтах меняется в узких пределах - 12-13 мас.%. Они обогащены Ti по отношению к Al_2O_3, CaO и Y (Al_2O_3/TiO_2 = 17,6, CaO/TiO_2 = 10, Ti/Y =240), и Zr по отношению к Nb и Y (Zr/Nb = 28.8, Zr/Y = 3.8). Содержания Cr и Ni в них существенно ниже по сравнению с перидотитовыми коматиитами (140-200 г/т и 130-170 г/т соответственно).

Толеитовые базальты. Содержания MgO в толеитовых базальтах варьируют в пределах 5,7 - 9 мас.%. По сравнению с хондритом, базальты обогащены Ti по отношению к Al_2O_3, CaO и Y (Al_2O_3/TiO_2 = 9, CaO/TiO_2= 6,6, Ti/Y = 505), и Zr по отношению к Nb и Y (Zr/Nb = 70, Zr/Y = 7). Существует прямая корреляция содержаний MgO с Cr и Ni.

Метавулканиты известково-щелочной серии. Метавулканиты известково-щелочной серии представлены, в основном, андезитами, дацитами и липарито-дацитами. В весьма незначительных количествах присутствуют трахибазальты и трахиандезиты. Характер распределения Zr и Nb в вулканитах известково-щелочной серии весьма сходен. Содержания их максимальны в андезитах (220 и 5.7 г/т, соответственно) и понижаются в дацитах (160 и 5.2 г/т, соответственно), и липарито-дацитах (183 и 3,8 г/т, соответственно). Поведение Y характеризуется отрицательной корреляционной зависимостью от содержаний SiO_2. В андезитах содержания его составляют 16 г/т, в дацитах 12.8 г/т, в липарито-дацитах - 9.8 г/т. Содержания Rb и Ba в метавулканитах коррелируются с содержанием K. Они минимальны в андезитах - 98 и 260 г/т, соответственно, и возрастают в дацитах - 36 и 1326 г/т, соответственно, и еще более в липарито-дацитах - 66 и 1900 г/т, соответственно. Андезиты и липарито-дациты по уровню содержаний литофильных элементов и отношениям K/Rb (560 и 342, соответственно), Ni/Co (2.2 и 3, соответственно), Ti/Zr (24 и 118, соответственно), Ti/Y (47 и 30, соответственно), близки к архейским аналогам этих вулканитов, выделенных Конди для зеленокаменных поясов [2].

Полученные результаты свидетельствуют о том, что выделенные исходные вулканические серии холодниканского комплекса (толеит-коматиитовая и известково-щелочная), имеют различные магматические источники - внутримантийный и нижнекоровый, соответственно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-65773).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н. и др. Минералогия и геохимия коматиитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита. //Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 34-48.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 350 с.
3. Рябчиков И.Д, Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

коматиитов. //Геохимия. 1984. № 5. С. 625-638.
4. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л: Наука, 1987. 309 с.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КЛИНОПИРОКСЕНОВ ИЗ КСЕНОЛИТОВ «РЕАКЦИОННЫХ» ПИРОКСЕНИТОВ В МИОЦЕНОВЫХ ПИКРИТО-БАЗАЛЬТАХ ВИТИМСКОГО ПЛАТО

К.Д. Литасов
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Для клинопироксенов мантийных ксенолитов перидотитов и пироксенитов весьма характерно обеднение высокозарядными литофильными элементами (HFSE) такими как Nb, Ti, Zr, Hf, относительно содержаний редкоземельных элементов, нормированных к хондриту или примитивной мантии [4]. По уровню концентраций в MORB или коэффициентам распределения клинопироксен/расплав ($D_{срх/L}$) Zr и Hf занимают положение между Nd и Sm, а Ti между Eu и Tb. Подобное обеднение характерно и для спектров распределения мантийных перидотитов по валовому анализу. Было показано [3 и др.], что HFSE-истощение клинопироксенов нельзя однозначно переводить на обеднение этими элементами мантии в целом, т.к. оно может частично или полностью покрываться HFSE-максимумами в нормированных графиках распределения редких элементов других минералов - ортопироксена, оливина, шпинели. Кроме этого, перидотиты могут иметь графики распределения с положительными HFSE-аномалиями, возникающими в результате метасоматических процессов. В одном проявлении могут встречаться как обогащенные, так и обедненные по HFSE нодули [5]. В настоящей работе представлены первые результаты геохимического изучения HFSE-обогащенных пироксенов из пироксенитовых ксенолитов Витимского базальтового поля, показаны возможные причины и петрологические следствия их аномальных редкоэлементных характеристик. Данные по редким элементам были получены методом ионно-зондового анализа (ВИМС).

Среди ксенолитов из позднемиоценовых пикритобазальтов Витимского плато выделяются несколько типов [1 и др.]: 1) перидотиты и пироксениты «зеленой» серии, 2) пироксениты «черной» серии, 3) пироксениты мегакристового тренда. 4) реакционные и дифференцированные пироксениты, а также жильные пироксениты промежуточного состава. Последний тип, в свою очередь, включает: 1) реакционные ортопироксениты, 2) амфибол-флогопитовые и флогопит-пироксеновые жильные обособления, 3) высокоглиноземистые гранатовые клинопироксениты и гранатиты, 4) низкоглиноземистые деплетированные вебстериты.

Модальный состав реакционных ортопироксенитов отличается по соотношению флогопита и ильменита. В образцах с высоким содержанием флогопита (до 3-3.5%) отмечается меньшее количество ильменита (до 0.3%), и наоборот, в образцах с высоким содержанием ильменита (до 2-2.5%), содержание флогопита не превышает 0.5%). Содержания остальных минералов варьируют в следующих пределах: ортопироксен - 81-96%, гранат - 0-11%, клинопироксен - 0-7%, оливин - 0-3%.

Изменение в составе клинопироксена и других минералов перидотитов на контакте их с реакционными ортопироксенитами и амфибол-флогопитовыми, пироксен-флогопитовыми жилами имеет явное сходство и выражается в увеличении содержаний Ti, Fe и Cr. Однако характер изменения различен: 1) жилы с водосодержащими фазами преобразуют перидотит в меньшей степени, т.к. имеют меньшую мощность, в результате чего вблизи контакта может встречаться обычный для перидотита хромдиопсид; 2) на контакте с реакционными ортопироксенитами клинопироксен почти полностью исчезает, а его

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

состав претерпевает глубокие изменения. При этом заметные изменения состава клинопироксена наблюдаются только непосредственно в зоне контакта, а при удалении, по крайней мере, на 5-7 см уже не фиксируются. Состав ортопироксена в реакционных пироксенитах также характеризуется повышенными содержаниями Ti, Fe, Cr по отношению к ортопироксену перидотитов. На спектрах распределения редких элементов клинопироксенов и ортопироксенов хорошо заметны Zr- и Ti-максимумы. В клинопироксенах из ортопироксенитов, богатых ильменитом, такие максимумы проявлены в меньшей степени или вообще отсутствуют.

Природа изученных пироксенитовых включений дискуссионна. В пользу их реакционного образования на контакте перидотитовых ксенолитов и мегакристаллов с базальтовым расплавом свидетельствует ряд фактов: 1) подобные ортопироксенитовые и флогопитовые оторочки встречаются на контактах тип I - тип II в ксенолитах базальтов и офиолитовых комплексах, 2) пироксениты тренда мегакристаллов, являются единственным типом пород, не имеющим прямых контактов с перидотитами, а наиболее магнезиальные члены их тренда представлены высокотемпературными вебстеритами и ортопироксенитами, 3) HFSE-обогащение может свидетельствовать об отношении к OIB источнику, с которым связаны мегакристаллы.

Важным аспектом является возможное участие подобных образований в генерации базальтовых расплавов. Во многих моделях плавления и фракционирования в качестве источников HFSE привлекается участие циркона, ильменита, рутила, других фаз. Используя известные коэффициенты распределения между минералами и базальтовым расплавом [2 и др.] и, исходя из модальных соотношений минералов, был рассчитан средний состав реакционных пироксенитов. Полученные нормированные содержания Zr и Ti превышают концентрации соседних редкоземельных элементов в 5-20 раз. Добавка 5-15% реакционного ортопироксенита к обедненному HFSE источнику N-MORB (для большинства перидотитов литосферной мантии характерны отношения $Nb/Nb^*=1.05$, $Zr/Zr^*=0.8$, $Ti/Ti^*=0.7$ [4]), компенсирует заметные аномалии по этим элементам. Если учесть, что реакционные пироксениты слагают ослабленные зоны под вулканами, являются легкоплавкими и, по-видимому, при транспортировке легко ассимилируется магмой, то процент их участия в генерации базальтовых расплавов может быть весьма значительным.

Таким образом, среди ксенолитов Витимского плато установлен интересный тип пород - реакционные ортопироксениты, которые могут являться контактовыми образованиями при фракционировании из расплава мегакристаллов на стенках трещин и быть важным источником HFSE-элементов при генерации континентальных базальтов из истощенного этими элементами перидотитового субстрата, широко распространенного во всех щелочно-базальтовых провинциях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №97-05-65309).

Литература

1. Ashchepkov I.V., Litasov Yu.D., Dobretsov N.L. Pyroxenites and composite garnet peridotite xenoliths from picrite-basalt, Vitim, plateau (Trans Baikal): Implications for thermobarometry and mantle reconstruction // Proc. 5th Int. Kimb. Conf., v.1/A, Rio de Janeiro, Brasil, 1994.P.455-466.

2. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contribs. Mineral. Petrol.-1993.- v.113, P.1-8.

3. Rampone E., Botazzi P., Ottolini L. Complimentary Ti and Zr anomalies in orthopyroxene and clinopyroxene from mantle peridotites // Nature. 1991. v. 354. P.518-520.

4. Salters V.J.M., Shimizu N. World -wide occurence of HFSE-depleted mantle // Geochim. Cosmochim. Acta.- 1988.- v.52.P. 2177-2182.

5. Sun M., Kerrich R. Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Colimbia // Geochim. Cosmochim. Actaю- 1995. V.59. P. 4863-4879.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

СПЕЦИФИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПАЛЕОРИФТОВЫХ ЗОНАХ

М.П. Мазуров, А.Т. Титов
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
г. Новосибирск

Развитие эндогенных процессов, приводящих к формированию скарнов и сопряженных метасоматитов, в разных геодинамических обстановках имеет свои особенности. Во внутриконтинентальных палеорифтовых зонах Сибирской платформы, приуроченных к областям рассеянного спрединга, определяющим являлось взаимодействие базитовых магм и пород пермо-триасового траппового комплекса с карбонатно-эвапоритовыми отложениями чехла и заключенными в их поровом пространстве рассолами и флюидами. В характерных для этих зон вулканотектонических постройках ангаро-илимского типа локализованы различные по фациальным условиям становления тела траппового комплекса вместе с продуктами многоэтапных контактово-метасоматических преобразований. Собственно контактово-метаморфические породы располагаются зонально относительно даек и силлов, сменяясь в направлении от контакта ассоциациями спуррит-мервинитовой, пироксеновой, биотит-амфиболовой и хлорит-мусковитовой роговиковых фаций.

Контуры метасоматических тел, в основном, подчиняются литологическому контролю и динамике развития проницаемых трещинных зон. Положение последних внутри и в окрестностях вулканотектонических построек, как показал выполненный нами тектонофизический анализ [1], существенно изменялось на разных этапах их развития.

Кальцифиры и шпинель-форстеритовые скарны магматического этапа слагают субпластовые залежи и линзы. Они конформны контурам промежуточной магматической камеры и замещают массивные доломиты литвинцевской свиты. Шпинель-форстерит-фассаитовые магнезиальные скарны послемагматического этапа образованы по дезинтегрированным краевым частям силлов, претерпевших глобулирование в процессе послойного внедрения в эвапориты ангарской свиты. Магнезиальные и известковые скарноиды представлены штокверком в терригенно-карбонатных отложениях верхоленской свиты, послойными залежами среди пачек мергелей, глинисто-карбонатных и известковых отложений кежемской, братской и мамырской свит в окрестностях диатрем и линзами в сетчато-трещинных, проницаемых участках под силлами, перекрывающими диатремы. Инфильтрационные известковые и магнезиальные скарны распространены внутри диатрем и в апикальных частях промежуточной магматической камеры.

Послескарновые минеральные ассоциации наряду с локализацией внутри скарновых залежей образуют автономные тела среди ранее неизмененных вмещающих и магматических пород, составляя, в целом, сложный по форме близскарновый ореол известково-магнезиально-железистых метасоматитов.

Минералообразующий флюид в мантийно-коровых системах этого класса был образован в результате смешения мантийных и выделившихся из магмы газов с солевым раствором-расплавом, возникшим при реоморфизме (плавлении и растворении) карбонатно-эвапоритовых отложений. При высоких и средних температурах флюид имел восстановленный характер, одной из причин которого была высокая концентрация рассеянного органического вещества в доломитах и других замещаемых породах. В магматических породах свидетельством высокой восстановленности системы является ильменит-ульвошпинелевый состав акцессорных оксидов, а в послемагматических ассоциациях это сказалось в отсутствии гистерогенного магнетита в продуктах псевдоморфного замещения темноцветных минералов. Низкое содержание калия во флюидах обусловило крайне ограниченное распространение флогопита. Восстановленность флюидов и низкая калиевость препятствовали вхождению хлора в структуру новообразованных амфиболов, поэтому

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

здесь нет дашкесанита, несмотря на высокое содержание хлор-иона. В апоалюмосиликатных ассоциациях преобладает паргасит, а в апокарбонатных и в солях - тремолит. Скаполит, хотя и отмечается в эндоскарновой зоне известковых скарнов, в силу кинетических причин и повсеместного замещения цеолитами встречается редко. Одним из самых распространенных индикаторных минералов является хлорит, закономерно изменяющий свой состав, свойства и форму минеральных скоплений в разных породах и проницаемых участках.

По распределению элементов-примесей достаточно уверенно различаются минералы, образованные по разным породам. Так, гранаты апомагнезиальных скарнов имеют небольшое лантан-иттербиевое отношение, слабо выраженную положительную европиевую аномалию. Гранаты аподолеритовых известковых скарнов резко обогащены легкими редкими землями, на нормированном спектре контрастно проявлена положительная европиевая аномалия. В пироксенах известковых скарнов при общем низком содержании суммы преобладают тяжелые редкоземельные элементы, а форма нормированной кривой противоположна гранатовой. Поскольку во вмещающих карбонатно-эвапоритовых отложениях общее содержание редкоземельных, радиоактивных и редких элементов низкое, то спектр элементов-примесей в метасоматических породах и минералах определяется геохимическим профилем базитовой магмы - главного источника энергии и вещества.

Унаследованность состава замещаемых пород и своеобразие текстурно- структурного облика метасоматитов в разных участках вулканотектонической постройки создает возможность реконструкции механизмов и динамики минералообразующих процессов. Наряду с проявлениями магматического замещения и метасоматизма, здесь осуществлялись перекристаллизация и выполнение полостей. В длительно живущих субвертикальных проницаемых зонах часто совмещены продукты объемного и жильного метасоматоза, встречаются сферолитовые агрегаты пироксена, паргасита, друзы форстерита, эпидота, магнетита, граната, кварца, цеолитов и других минералов. Только в этих объектах встречаются минерализованные полости со сталактитами, занавесями, сталагмитами и друзовыми корками клинохлора, достигающими десятков сантиметров в поперечнике.

Субвулканическая обстановка, высокие градиенты температуры и давления, участие в процессах взаимодействия химически активных эвапоритов и заключенных в их поровом пространстве погребенных рассолов обусловили появление здесь вместе с серпентиновыми, бруситовыми, хлоритовыми и тальковыми ассоциациями на заключительных этапах базит-эвапоритового взаимодействия минералов группы манассеита, айоваита, сепиолита, хлоргидроксилкарбонатов и хлоргидроксидов железа, магния и кальция, боратов, сульфатов и галоидов, нехарактерных для скарновых месторождений палеоостроводужных и окраинно-континентальных областей [2,3].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект N 98-05-63248.

Литература

1. Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангароилимского типа // Геология и геофизика, 1997.т. 3 8, N 10,С.1584-1593.
2. Скарновые месторождения. М.: Наука, 1985. 248 с.
3. Einaud: M.T., Memert LD, Newbeny RJ Skam deposits // Econ. Geol, 1981, 75-th Ann-Vol.,P.317-391

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ СВЯТОНОСИТЫ И ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ МАМСКОЙ СЛЮДОНОСНОЙ ПОЛОСЫ

В.М. Макагон, В.Н. Аксенов
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Выделявшиеся ранее в Байкало-Патомском нагорье пегматоидные граниты мамско-оронского комплекса в Мамской слюдоносной полосе, а также гранитоиды и щелочные сиениты конкудеро-мамаканского комплекса в ее юго-восточном обрамлении имеют близкий палеозойский возраст, так что первые в ряде исследований относятся тоже к конкудеро-мамаканскому комплексу с выделением Мамской и Конкудерской структурных зон [2]. Щелочные сиениты, в том числе и святоноситы, в последнее время также относят к палеозойскому сыннырскому комплексу.

Святоноситы находятся в Конкудерской зоне. В районе Согдиондонского месторождения они наблюдаются в Мамской слюдоносной полосе, образуя жильные тела, сложенные, в основном, калиевым полевым шпатом (ортоклазом), эгирин-авгитом и гранатом. Химический состав святоноситов характеризуется высокой суммой K_2O и Na20, превышающей 12%, и резким преобладанием первого над вторым, так что их отношение достигает 3,8. Эта высококалиевая разновидность святоноситов отличается рядом геохимических особенностей. В первую очередь, она характеризуется низким, относительно других святоноситов, отношением K/Rb (379- 418), однако оно выше, чем в пегматоидных гранитах, что отражает общую специфику этих пород. Высококалиевые святоноситы обогащены Ba и Sr, как и святоноситы других районов. Содержание Li, B и F в них очень низко, а количество Ta относительно Nb повышено, и отношение Nb/Ta ниже, чем в гранитоидах. Граносиениты и граниты, ассоциирующие со святоноситами, также обогащены Ba и Sr

Среди пегматоидных гранитов слюдоносной полосы, считающихся материнскими для слюдоносных пегматитов, выделяются ортоклазовые и микроклиновые разновидности. В последних отчетливо обособляются высококалиевые микроклиновые граниты. Ортоклазовые граниты также отличаются высоким содержанием Ba, но все пегматоидные граниты содержат более низкие концентрации Sr

В распределении редкоземельных элементов в святоноситах характерен европиевый максимум, что противоречит взгляду о них как продуктах дифференциации гранитоидной магмы. Пегматоидные граниты Мамской слюдоносной полосы различаются существенно по европиевой аномалии: для ортоклазовых гранитов характерен европиевый максимум, а для высококалиевых микроклиновых - минимум, указывающий на дифференциацию магматического материала в процессе формирования пегматоидных гранитов.

Наблюдающиеся геохимическое родство и различия святоноситов и пегматоидных гранитов Мамской слюдоносной полосы обусловлено условиями их образования. Святоноситовые расплавы формировались в зонах глубинных разломов под воздействием ювенильных флюидов, возможно, мантийного происхождения [1]. Пониженные отношения K/Rb и Ba/Rb показывают, что расплав затем перемещался с дифференциацией магмы, но европиевый максимум подчеркивает, что фракционирование расплава было незначительным. Геохимические особенности пегматоидных гранитов также указывают на формирование их магматических очагов под действием глубинных флюидов. Ортоклазовые граниты с высоким содержанием Ba и европиевым максимумом, формировались вблизи этих очагов, а микроклиновые - из расплавов, переместившихся по зонам разломов и испытавших магматическую дифференциацию. Различие в содержаниях Sr в святоноситах и пегматоидных гранитах может быть обусловлено как составом флюидов, так и образованием расплавов, из которых эти породы формировались: по различным метаморфическим образованиям: мраморам и скарноидам - в случае святоноситов и биотитовым гнейсам и сланцам - в случае пегматоидных гранитов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Литература

1. Левицкий ВИ, Плюснин ГС. Новые данные по петрологии, геохимии и геохронологии Быстринского массива (Юго-Западное Прибайкалье). Геология и геофизика. 1991. N2. С. 22-28.
2. Мельникова ТМ Палеозойский гранитоидный магматизм Байкало-Патомского нагорья: Автореферат диссертации на соискание учен степени канд. геол.-мин.наук.- Иркутск, 1992. 16 с.

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ МАЛО-ТАГУЛЬСКОГО МАССИВА (ЮГ СИБИРИ)

А.С. Мехоношин[1], Н. Ю. Помигалова[2]
[1]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
[2]ИГТУ, г. Иркутск

Мало-Тагульский массив основных пород широко известен, как вмещающий одно из крупнейших в России месторождений титано-магнетит-ильменитовых руд [1,3]. Он располагается в юго-западной части Бирюсинской глыбы, отделен от вмещающих пород мощными тектоническими нарушениями и является крупнейшим массивом общей площадью около 200 км^2 при мощности до 8 км по геофизическим данным (наиболее глубокая скважина - около 1 км). Массив имеет блоковое строение и сложен преимущественно в различной степени метаморфизованными и гранитизированными базитами. Наименее измененные породы характеризуются высокими концентрациями железа, титана, ванадия при низких содержаниях щелочей, стронция, никеля и хрома и коровыми стронциевыми изотопными отношениями. Исследования последних лет позволили по-новому взглянуть на историю образования этого объекта.

В формировании массива можно выделить, как минимум, четыре этапа: магматический; прогрессивного метаморфизма, доходящего до эклогитовой фации; регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизации. Прогрессивный метаморфизм привел к изменению дифференцированной анортозит-габбронорит-пироксенитовой серии в гранат-пироксен-плагиоклазовые и гранат-пироксеновые парагенезисы. Эти преобразования четко выражены в петрографической зональности, наблюдаемой внутри массива. Наименее метаморфизованные первичные парагенезисы характеризуются наличием тонких гранатовых келифитовых кайм вокруг плагиоклаза и кайм омфацитавгита вокруг первично-магматических пироксенов. Наиболее метаморфизованные породы представлены омфацитавгит–гранатовыми парагенезисами. Этот процесс сопровождался увеличением доли пироповой составляющей в гранате и жадеитовой - в пироксене, что соответствует изменению давления от 12 до 18 кбар и температуры от 750° до 850° С (оценка температур произведена с использованием термометров, основанных на Fe^{+2} - Mg обмене между гранатом и клинопироксеном [2,5], величина давления получена с использованием барометра [2]). Такое изменение условий образования пород должно соответствовать погружению нижней части блока пород до глубины около 50 км.

Последующие процессы частичной амфиболизации и гранитизации эклогитизированных пород, связанные с подъемом блока, приводят к перераспределению вещества. В этом процессе происходит разделение материала первичных пород на рудную (титан-магнетитовую) и кислую составляющие с образованием рестита, отвечающего по нормативному составу оливиновому габбро. Рудная составляющая, кроме титана и железа, обогащается ванадием, никелем, кобальтом и цинком. Конечная стадия преобразования пород приводит к образованию гранито-гнейсов в краевых частях массива с накоплением в них калия, рубидия, бария, бериллия, ниобия, тантала, циркония, гафния.

Традиционно Мало-Тагульский массив включался в состав Бирюсинской глыбы и, следовательно, считался составной частью фундамента Сибирской платформы. Однако, образование пород такого типа возможно в зонах субдукции, либо в зонах коллизии мик-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

роплит и континентов при процессах надвигообразования [4]. Полученные данные свидетельствуют о том, что необходимо пересмотреть существующие представления о тектоническом строении юга Сибири и границ Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, код проекта 96-05-64945.

Литература

1. Мехоношин А. С., Глазунов О. М., Бурмакина Г. В. Геохимия и рудоносность метагабброидов Восточного Саяна. Монография. Новосибирск: Наука, 1986. 102 с.
2. Перчук Л. Л., Япаскурт В. О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 267-309.
3. Шабалин Л. И. Эклогитоподобные и ассоциирующие с ними породы в Мало-Тагульском габброидном массиве // Геология и геофизика. 1976. № 3. С. 56-64.
4. Dobretsov N. L. Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle // Tectonophisics. 1991. V. 186. P. 253-268.
5. Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Miner. Petrol. 1979. v. 71. p. 13-22.

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОСНОВНОЙ ИНТРУЗИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО САЛАИРА

В.В. Нечаев[1], В.Г. Свиридов[2], Г.А.Вавилихин[2], В.К. Чистяков[3], Т.С.Небера[3]
[1]НГПЭ, г. Новосибирск
[2]Новосибирскгеология, г. Новосибирск
[3]Томский государственный университет, г. Томск

Золотоносная раннекаледонская малая интрузия диоритов (метадиоритов) Северного Салаира была выделена и описана А.Я. Булынниковым [1]. В.Д. Фомичевым и Л.Э. Алексеевой [4] по результатам геологической съемки масштаба 1: 50000 Салаира было отмечено, что тела додевонской основной интрузии наиболее распространены в северной половине Салаира и залегают обычно в нижнепалеозойских отложениях. Более мощные дайковые тела сложены габбро, маломощные - типичными диабазами. Находка зерен габбродиабазов в ордовикских конгломератах позволила им считать, что есть заведомо доордовикские габбродиабазы, а залегание аналогичных пород среди девонских отложений свидетельствует о наличии девонских габбродиабазов. Основная масса тел основной интрузии является, по их мнению, скорее всего каледонской.

В.Б. Дергачевым [2] при описании малых интрузий Северо-Западного Салаира были выделены два комплекса: средне-позднекембрийский габбродиоритовый и послесреднедевонский габбродиабазовый. Взаимоотношения комплексов, по его данным, наблюдаются на водоразделе рч. Д. Тайлы и Каменка.

Исключительно слабая обнаженность Салаира, близкий петрографический и химический состав дайковых тел основной интрузии крайне затрудняют корреляцию между отдельными телами и выделяемыми комплексами.

С целью выявления признаков отличия внешне похожих пород использовался метод люминесцентного (в основном термолюминесцентного) анализа [3,5].

Объектом исследования являются дайковые тела метагаббродиоритов, залегающих среди нижнекембрийских отложений на участке Егорьевского месторождения золота; диабазы в среднедевонских отложениях на участке Легостаевского золото-сурьмяного месторождения и метадиориты Мавринского ртутного месторождения. Пробы на данном участке были отобраны из дайковых тел метадиоритов в скважинах, пробуренных непосредственно под ртутно-рудную зону, и даек диабазов за пределами месторождения на участке проявления минерализации аурипигмента в нижнекембрийских известняках.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Кроме того, для корреляции дайковых тел основной интрузии, залегающих среди кембрийских отложений, были опробованы тела района верхнего течения р. Суенги.

В лабораторных условиях были выполнены экспериментальные и методические исследования люминесценции дайковых пород основной интрузии: природной (ПТЛ) и искусственной (ИТЛ) термолюминесценции, рентгенолюминесценции (РЛ) и этих же видов люминесценции после термической обработки проб в воздушной среде при 1000 °С в течении двух часов.

Наиболее информативными являются данные термолюминесценции. Установлено наличие максимумов «60-100 °С» и «100-140 °С» различной интенсивности (*J*). В качестве типоморфного признака для расчленения и корреляции основных дайковых пород использовался максимум «60-100 °С», интенсивность которого изменяется в следующих пределах : I) 600 усл. ед.; 2) 230-250 усл.д.; 3) 20-60 усл. ед.

По интенсивности свечения ИТЛ максимума «60-100 °С» метагаббродиориты Егорьевского участка расчленяются на две группы. В первую группу объединены дайки рч. Фомихи, Петровки и их водораздела. Породы этих даек характеризуются пониженными значениями J ИТЛ (30 -60 усл. ед.). Вторую группу образуют метагаббродиориты сближенных тел из скважины № 1с. Они отличаются резким увеличением значения интенсивности ИТЛ до 600 усл. ед.

Метагаббродиориты района верхнего течения р. Суенга и диабазы Легостаевского участка образуют промежуточную группу между двумя группами Егорьевского участка. J ИТЛ пород этих тел приблизительно в два раза выше, чем интенсивность пород первой группы Егорьевского участка. Дайковые тела метагаббродиоритов по рч. Дражные Тайлы по пониженным значениям J ИТЛ соответствуют метагаббродиоритам первой группы Егорьевского участка. Наиболее древними являются сближенные тела метагаббродиоритов, вскрытые скважиной № 1с с. Егорьевское. Они характеризуются наиболее высокими значениями J ИТЛ (~ 600 усл. ед). Данные породы метаморфизуют нижнекембрийские егорьевские известняки, а галька подобных метагаббродиоритов наблюдается в конгломератах верхней части разреза нерасчлененных отложений среднего -верхнего кембрия.

Более молодыми по возрасту со средними значениями J ИТЛ порядка 230-250 усл.ед. являются диабазы Легостаевского участка. К ним близки по значениям интенсивности ИТЛ метагаббро в п. Которово и в верхнем течении р. Суенги. Диабазы на Легостаевском участке метаморфизуют отложения среднего девона, а в более молодых отложениях верхнего девона-нижнего карбона не наблюдаются. Дайковые тела основной интрузии с низкими значениями J ИТЛ (~ 20-60 усл.ед.) являются наиболее молодыми. К этому комплексу, прежде всего, относятся дайки метадиоритов Мавринского ртутного месторождения, дайки диабазов на участке с минерализацией аурипигмента, дайкообразные тела рч. Фомиха и Петровки и их водораздела и рч. Др. Тайлы. Габбродиориты, габбродиабазы и диабазы трех рассмотренных комплексов интенсивно автометаморфизованы и превращены большей частью в амфиболиты (метадиориты по А.Я. Булынникову).

Лабрадор первичных пород в результате деанортизации почти нацело замещен соссюритом и альбитом. Моноклинный пироксен пород также замещен роговой обманкой, уралитом, актинолитом и хлоритом. Минеральный состав и структуры первичных пород просматриваются только в реликтах.

Литература

1. Булынников А.Я. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа, связанное с ними оруденение // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. Всесоюзного петрографического совещания. 1960. С. 720-723.
2. Дергачев В.Б. Малые интрузии Северо-Западного Салаира // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Тр.СНИИГГиМС, вып.70, 1960. С.170-172.
3. Небера Т.С., Нечаев В.В., Батурина Т.П. Применение люминесцентного анализа для корреляции малых дайковых интрузий Северо- Западной части Салаира (Тайлинский и Каменский комплексы) // Вопросы геологии Сибири. 1992. С. 121-123.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

4. Фомичев В.Д., Алексеева Л.Э. Геологический очерк Салаира. Тр. ВСЕГЕИ, Новая серия,т.63, 1961. С.81-84.
5. Чистяков В.К. Особенности применения термолюминесценции для расчленения и корреляции карбонатных отложений Сибири. Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, Наука, 1972. С.48-52.

КАРБОНАТИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.С. Рипп, О.К. Смирнова, П.Ю. Ходанович
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Открытие новых проявлений эндогенных карбонатных пород, их изучение с использованием современных методов имеет исключительно важное значение для решения проблемы генезиса карбонатитов, тесно связанной с изучением глубинных уровней генерации магм и их эволюции.

На территории Западного Забайкалья выделяется два формационных типа эндогенных карбонатных пород. Карбонатные породы $1^{го}$ типа ассоциируют со щелочно-габброидными комплексами натровой специализации Витимской щелочной провинции, с большой ролью нефелинсодержащих пород (от уртитов до нефелиновых сиенитов). Массивы приурочены к зоне глубинного разлома, рассекающего докембрийские и раннепалеозойские комплексы кристаллического фундамента [3]. Геологические признаки свидетельствуют о ее рифтогенной природе. Породы сформировались в среднем палеозое, но для ряда массивов известны и более древние датировки [3]. Это - исключительно интрузивные образования, сформировавшиеся в гипабиссальных условиях, иногда сопровождающиеся небольшим количеством ультраосновных пород. Карбонатная минерализация в виде вкрапленности (вплоть до карбонатитовых ийолитов, уртитов), гнезд, прожилков, жил, редко линз и небольших штоков имеет существенно кальцитовый состав [2,3]. С кальцитом ассоциируют биотит, амфиболы, форстерит, иногда доломит и акцессорный пирохлор. Значения $Sr^{87}Sr^{86}$ (0,7025) в кальците Сайженского [3] и $б^{13}C$ (-3,48 ‰ PDB) в кальците Мухальского массивов, а также другие вещественно-геохимические признаки указывают на их карбонатитовую природу. В целом они мало отличаются от карбонатитовых проявлений других регионов, связанных с нефелинсодержащими комплексами.

Проявления карбонатитов $2^{го}$ типа на площади выделенной нами Западно-Забайкальской карбонатитовой провинции приурочены к бортам позднемезозойских рифтогенных впадин, протягивающихся от бассейна р. Джиды до верховьев р. Уды, и связаны с этапом позднемезозойского внутриконтинентального рифтогенеза. Возраст карбонатитов (Rb-Sr метод) Аршанского и Халютинского месторождений - 119 и 127 [1], Ошурковского - 118 млн. лет. Позднемезозойский возраст имеют и ассоциирующие с карбонатитами щелочные силикатные породы других участков. Карбонатиты обогащены РЗЭ, Sr, Ba, Fe, апатитом и представляют в ряде случаев промышленные объекты. Это, в основном, севиты, реже - беформиты и фоскориты, слагающие субвулканические дайки, жилы и плащеобразные залежи мощностью до первых десятков метров. Последние залегают на коре выветривания древних гранитоидов (Халютинское, Аршанское). Согласная с поверхностью склонов флюидальность в совокупности с рядом других структурно-текстурных признаков свидетельствует об их вулканической природе. В секущих телах также отчетливо выражена флюидальность, параллельная контактам. Она обусловлена полосовидным распределением минеральных агрегатов и ориентированностью в этом же направлении зерен кальцита, апатита, флогопита, барита. Как жильные, так и плащеобразные тела сложены на 80-90% кальцитом. Выделяются барит-стронцианитовый (Халютинское, Ошурковское), флюоритсодержащий редкоземельный (Аршанское, Южное, Улан-Удэнское),

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

апатит-кальцитовый (Торейское) и апатит-магнетитовый (Северный Гурвунур) типы. В качестве второстепенных в них присутствуют флогопит, магнетит, амфиболы, апатит. РЗЭ связаны с бастнезитом, паризитом, монацитом, алланитом и апатитом.

В целом, для этих проявлений карбонатитов характерно слабое развитие силикатного щелочного магматизма единичные дайки и небольшие штоки щелочно-основных пород калиевой специализации, дифференцированные до щелочных сиенитов. Как и карбонатиты, они характеризуются высокими концентрациями РЗЭ, Ba, Sr, апатита. Отношения $Sr^{87}Sr^{86}$ (0,70545-0,7057) в кальците, апатите, барите, целестине, стронцианите из карбонатитов всех изученных проявлений идентичны континентальным базальтоидам, а $\delta^{13}C$ и $\delta^{16}O$ из фенокристов и пород, не претерпевших автометаморфические и гидротермальные преобразования, - составу карбонатитов других регионов (соответственно -5,4 и 8,0 ‰ - на Халютинском, -5,6 и 6,0 ‰ - на Аршанском, -6,25 и 7,4 ‰ - на Ошурковском). Для некоторых проявлений установлена существенная контаминация кислородом корового источника. Отмечается закономерная эволюция изотопного состава в процессе формирования карбонатитов. Сульфатная сера их также имеет эндогенное происхождение и близка к сере современных вулканических карбонатитов Оледоиньи Ленгаи (10,2 ‰ на Халютинском, 13,02 ‰ на Аршанском, 11,9 ‰ на Северном Гурвунуре, 3.20 ‰ на Ошурковском). Она близка к составу сульфатной серы эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии, связанных с мезозойскими внутриконтинентальными щелочными базальтоидами. Графики состава редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, для всех изученных проявлений аналогичны кривой среднего состава типовых карбонатитов, а температуры, рассчитанные по кальцит-доломитовому, ильменит-магнетитововому и изотопному геотермометрам, дают значения солидуса 500-600° С, также совпадающие с температурами, характерными для карбонатитов.

Таким образом, наибольшие перспективы промышленного редкометалльно-редкоземельного оруденения отмечаются для карбонатитов выделяемой Западно-Забайкальской провинции, для которых характерны: 1. Приуроченность к позднемезозойским внутриконтинентальным рифтогенным структурам в СВ части Центрально-Азиатского подвижного пояса, отражающим этапы активизации длительно развивающегося горячего поля мантии [4]. 2. Ассоциация со щелочно-габброидным силикатным магматизмом существенно калиевой специализации. 3. Субвулканические и аэральные условия образования. 4. Редкоземельная и барий-стронциевая специализация.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 96-05-64715)

Литература

1. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. 1995. № 2. С. 189-196.

2. Врублевская Т.Т. Стадийность формирования Мухальского щелочного массива (Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1992. 132 с.

3. Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск, Наука, 1984. 201 с.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов Внутриплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центральной-Восточной Азии - проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995, No 5. С. 41-67.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА.

М.Ю. Румянцев
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

В последнее время широкое развитие получила идея о действии механизмов плитной тектоники в раннем докембрии. Действительно, в раннедокембрийских провинциях мира обнаружены комплексы, сопоставимые с островодужными, коллизионными, активных и пассивных континентальных окраин. Тем не менее, остается весьма спорным вопрос о петрологических и тектонических процессах, происходивших в предполагаемых докембрийских океанических бассейнах. Подавляющая часть обнаженного на современном эрозионном срезе протерозоя представлена комплексами, отвечающими окраинам континентов, и лишь в единичных случаях убедительно доказывается наличие допозднепротерозойских офиолитовых комплексов [10].

В то же время, в протерозойских аккреционных структурах достаточно широко представлены фрагменты, как предполагается, океанических островных дуг или подобных субдукционных систем, которые так же, как и офиолиты, могут нести информацию об особенностях развития океанического бассейна. В пределах северо-западной части Восточного Саяна они представлены гнейсово-амфиболитовыми комплексами Арзыбейской глыбы [3] и шумихинским комплексом Канской глыбы [2]. Их геологическое строение и геохимия описаны в соответствующих публикациях. Главной особенностью указанных комплексов является наличие сегмента (соответственно в восточной части Арзыбейской глыбы и в южной части шумихинского комплекса), сложенного ассоциацией базальтоидов, сопоставимых с низко- и умереннокалиевыми островодужными толеитами, и низкокалиевых известково-щелочных дацитов, риодацитов, реже андезитов, обогащенных Sr и схожих по распределению петрогенных и редких элементов с породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии. Породы сегментов резко обеднены крупноионными литофильными элементами (Rb, Th, K), что и позволило сделать заключение о их формировании на океанической коре. По предварительным U-Pb изотопным данным, возраст тоналит-трондьемитового магматизма Арзыбейской глыбы составляет ~ 1870 млн. лет (неопубликованные данные О.М.Туркиной). На Арзыбейской глыбе присутствует также западный сегмент, сложенный дифференцированной известково-щелочной базальт-андезит-дацитовой ассоциацией и метаграувакками [3]. В северной части шумихинского комплекса наблюдается ассоциация высокотитанистых ферротолеитов типа MORB и низкоглиноземистых плагиогранитоидов [2].

Преобладание тоналит-трондьемитовых магматитов и практически полное отсутствие типичных островодужных средне-кислых вулканитов с трендом накопления калия в отмеченных сегментах палеоостровных дуг позволяет сделать косвенные заключения о процессах эволюции океанических бассейнов. Так, например, отсутствие в шумихинском комплексе дифференцированной известково-щелочной серии может свидетельствовать о временных масштабах развития предполагаемого океана. Проявление лишь примитивного островодужного толеит-базальтового вулканизма указывает на сравнительно скорое завершение субдукции и закрытие океанического бассейна. Арзыбейская островная дуга могла развиваться дольше, если рассматривать известково-щелочную серию западного сегмента глыбы как результат дальнейшей эволюции океанической дуги [3].

В фанерозойских и современных океанических островных дугах породы, сходные по составу с ТТГ, встречаются весьма редко. Установлено лишь несколько случаев появления в таких обстановках адакитов - пород, резко обогащенных Sr, имеющих высокие La/Yb и представляющих собой вулканические аналоги высокоглиноземистых тоналитов. Они были обнаружены в Алеутской [8], Филиппинской [11] дугах, в южной части Анд [9],

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

в Каскадных горах [6]. В большинстве случаев появление таких пород связывается с субдукцией и плавлением молодой, еще не остывшей океанической коры [7] и лишь иногда [5] с плавлением подстилающей мафической коры при наличии дополнительных источников тепла. Таким образом, можно сделать заключение, что при формировании Шумихинской и Арзыбейской палеоостровных дуг, субдуцируемая океаническая плита была достаточно разогрета. Это могло быть связано с близостью центра спрединга, косвенно свидетельствующей, возможно, о малых размерах океанического бассейна.

Наличие в северо-западной части Восточного Саяна комплексов, отражающих развитие некрупных короткоживущих океанических бассейнов, может быть объяснено с точки зрения высказанной М.В.Минцем [1] гипотезы о раннепротерозойской "тектонике микроокеанов". Примечательно, что и в раннепротерозойском Пенокийском орогене (Канадский щит) присутствуют обогащенные Sr высокоглиноземистые трондьемиты [4]. С другой стороны, океанические бассейны северо-западной части Восточного Саяна могли представлять собой структуры, схожие с рифтами Восточно-Тихоокеанского региона (Калифорнийский, Хуан-де-Фука и пр.).

Литература

1. Минц М.В. Раннепротерозойская "тектоника микроокеанов": синтез особенностей раннепротерозойской эволюции Лаврентии. // Докембрий Северной Евразии, С.-Пб., 1997. С. 63-64.
2. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна). // Геол. и геофиз., в печати.
3. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бобров В.А. Арзыбейская глыба как фрагмент гранит-зеленокаменной области: геохимия и вопросы происхождения амфиболито-гнейсовых толщ и гранитоидов // Геол. и геофиз. 1993. N 7. С.35-44.
4. Anderson J.L., Cullers R.L. Crust-enriched,mantle-derived tonalites in the early Proterozoic Penokean Orogen in Wisconsin. // Jour.Geol. 1987. V.95. P.139-154.
5. Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. // Nature, 1993. V. 362. P. 144-146.
6. Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. // Geology. 1993. V.21. P. 547-550.
7. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. N B13.- P. 21503-21521.
8. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. // J. Volcan. Geotherm. Res. 1978. V.4. P.117-132.
9. Kay S.M., Ramos V.A., Marquez M. Evidence in Cerro Pampa Volcanic Rocks for Slab-Melting Prior to Ridge-Trench Collision in Southern South America. // Journ. of Geol. 1993. V.101. P.703-714.
10. Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite - the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. // Prec. Res. 1989. V.35. P.313-341.
11. Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H. et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. // Geology. 1993. V. 21. P. 1007-1010.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА УЛЬТРАБАЗИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ РАЗНЫХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК СИБИРИ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА

С.И. Ступаков, В.А. Симонов, Л.В. Агафонов
ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Комплексные исследования ультрабазитов разных офиолитовых ассоциаций позволили установить, что в Горном Алтае (Чаганузунский массив) они соответствуют ультраосновным породам офиолитов, сформировавшихся в обстановке срединно-океанических хребтов (СОХ) и (или) в участках наложения мантийных плюмов (ПСОХ). В Западном Саяне (Куртушибинский массив) они близки к ультрабазитам фундамента со-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

временных энсиматических островных дуг (ФОД). Им соответствуют гипербазиты из офиолитов Южной Тувы (Агардагский и Улорский массивы), в то же время они имеют признаки перидотитов примитивных островных дуг (ПОД). Ультрабазиты офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив г. Становой хребет) соответствуют породам как ПОД так и более развитых островных дуг (РОД). Сравнительный анализ данных по офиолитам Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский массив) показал, что последние имеют наибольшее сходство с офиолитами Чаган-Узуна (табл.).

Среди неизмененных ультраосновных пород офиолитов СОХ и (или) ПСОХ (Чаганузунский и Войкаро-Сыньинский массивы) преобладают дуниты и гарцбургиты, при этом в последних иногда отмечается лерцолитовый парагенезис, обусловленный присутствием в разных количествах моноклинного пироксена и глиноземистым составом сосуществующей хромшпинели. Геохимия элементов платиновой группы ЭПГ) в Войкаро-Сыньинских хромититах имеет Ru-Ir-Os специализацию. Минералы ЭПГ в них представлены преимущественно сульфидами ряда лаурит-эрликманит. В меньшем объеме установлены сульфоарсениды ряда ирарсит-холлингвортит, единичные зерна сперрилита и фазы состава $(Os,Fe,Ni)S_2$. Кроме того, присутствуют аргентит (Ag_2S), аваруит (Ni_3Fe), сульфиды и арсениды Ni, Fe, Cu.

Таблица.

Регион	Массив	Порода	Хромшпинелиды	Ортопироксены	Клинопироксены	
			Cr'	Al2O3 мас.%		Na'
Горный Алтай	Чаганузунский	дуниты	0,95-0,96 X(3)=0,96	0,10-0,54 X(2)=0,31	-	-
		гарцбургиты	0,73-0,90 X(6)=0,78	-	-	0,33-0,59
		лерцолиты	0,30-0,41 X(6)=0,35	1,42-2,50 X(11)=2,12	1,70-2,00 X(3)=1,86	-
Полярный Урал	Войкаро-Сыньиский	дуниты	0,50-0,73 X(5)=0,62	-	-	0,27-0,38
		гарцбургиты	0,35-0,37 X(5)=0,36	1,82-2,72 X(9)=2,33	1,87-2,71 X(4)=2,23	0,21-0,44
		лерцолиты	0,24-0,47 X(7)=0,32	2,12-2,87 X(11)=2,52	2,40-3,07 X(5)=2,66	0,32-0,54

Примечание:Cr'=Cr/(Cr+Al); Na'=Na/(Na+Cr). В скобках количество анализов.

В массивах из офиолитов ФОД и ПОД (Куртушибинский и Улорский) ультраосновные породы представлены дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями. С ультрабазитами ассоциируют габброиды, к нижним частям которых приурочены верл иты и клинопироксениты в Улорском массиве и вебстериты - в Куртушибинском. Спектр ЭПГ, полученный на основании изучения хромититов и дунитов Улорского массива, характеризуется Pt, Ir, OS, Ru, Rh минерализацией. Здесь встречаются самородные элементы: платина и ее сплавы, изоферроплатина, туламинит, ферроникельплатина, иридий. Присутствуют сульфиды ряда лаурит-эрликманит иногда со значительной примесью Pt, а также широко представлены арсениды: омейит-андуоит, иридарсенит, сперрилит и сульфоарсениды, представляющие собой изоморфную смесь руарсит-осарсита, ирарсит-платарсита, ирарсит-руарсита, осарсита, платарсита, холингвортита и ирарсита. Характерной особенностью этих офиолитов является резко ограниченное содержание в хромититах твердых растворов системы OS-Ir-Ru, из которых установлен только осмирид. Наряду с минералами ЭПГ в дунитах и хромититах встречаются сульфиды, арсениды и сульфоарсениды Ni: орселит, хизлевудит, раммельсбергит, никелин, петландит, а также аваруит.

В офиолитах Агардагского массива ультрабазиты более истощены и представлены, главным образом, дунитами и гарцбургитами, а в хромититах из минералов ЭПГ при-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

сутствуют, практически, только гексагональные твердые растворы - рутениридосмины.

Изученная часть офиолитов Среднетерсинского массива в районе г. Становой хребет представляет собой кумулятивный дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс. ЭПГ здесь связаны с сульфидами, выявленными как в дунитах, так и в клинопироксенитах. Они характеризуются Pt-Pd специализацией в виде их соединений с As и Sb. Присутствуют также палладийсодержащее и медистое золото.

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ОБРАМЛЕНИЯХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРА УРАЛА)

О.В. Удоратина
Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар

На севере Урала уже более 30 лет известны щелочные метасоматиты, относимые ранее к формации апогранитных метасоматитов (по А.А. Беусу), а теперь рассматриваемые в составе формации щелочных метасоматитов зон разломов (по И. Гинзбургу и др.). Такие образования известны были ранее лишь на платформах. Однако полученные в последние годы данные позволяют говорить о том, что щелочные редкометалльные метасоматиты, подобные платформенным были сформированы и в складчатых областях, обрамляющих Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы.

Изучаемые нами щелочные метасоматиты развиты на севере Урала, в его осевой зоне. Их структурная позиция в региональном плане определяется меридиональным распространением по периферии Восточно-Европейской платформы, а в локальном – приуроченностью к зонам пересечения разновозрастных (северо-западных и северо-восточных) разломов, а также обрамлению гранитогнейсовых куполов, имеющих, возможно, террейновую природу. Зоны щелочного метасоматоза контролируются группой факторов, из которых ведущим является тектонический. Время формирования щелочных метасоматитов оторвано от времени образования пород субстрата и соотносится со временем завершения на Урале палеозойской деструкции. Их составы на Полярном, Приполярном и Северном Урале варьируют от калиевых до натровых, но чаще имеют смешанную калиево-натровую специфику. Названия метасоматитов: квальмиты, кварц-альбитовые метасоматиты и альбититы, - отвечают химико-минеральному составу пород. Принадлежность данных образований к формации щелочных метасоматитов зон разломов определяется их составом и геолого-структурными условиями локализации и типом субстрата, в котором выделяется две основные группы пород - кислые и основные.

Условия формирования метасоматитов отвечают в основном диафторическому режиму, но образование собственно редкометалльных квальмитов происходило при высоких температурах и давлении. Источник растворов для редкометалльных метасоматитов - глубинный, для безрудных – смешанный (большую роль имеет перераспределение местного материала наряду с глубинным привносом щелочей).

При анализе закономерностей проявления процессов щелочного метасоматоза возникает два вопроса. Во-первых, почему они реализуются в региональных и локальных зонах смятия в условиях режима сжатия? Во-вторых, почему эти процессы выявлены не во всех областях обрамления платформ? По нашему мнению, возможно следующее объяснение. Области метасоматоза маркируют тектонические зоны и проявлены были на севере Урала в одно геологическое время. Событие, столь широко проявившееся по всему северу Урала, является отражением активности соседней восточной (эвгеосинклинальной) зоны, имевшей место в варисцийское время. Чередование же рудных (Полярный и Северный Урал) и безрудных (Приполярный Урал) щелочных метасоматитов , вероятно, является следстви-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ем собственной истории формирования этих областей и связано с поперечной зональностью Урала.

ЯЙСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ КОМПЛЕКС – ФРАГМЕНТ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Ю.В. Уткин, А.И. Черныпов
Томский государственный университет, г. Томск

Объектом исследования являются интрузивные образования Кузнецко- Алатауской зоны, картируемые среди древних рифейско-нижнекембрийских толщ Яйского горста и представленные телами ультрамафитов, габброидов и дайками микрогаббродолеритов, микроплагиогранитов, которые совместно с вмещающими эффузивами единисской свиты объединяются нами в составе единого яйского офиолитового комплекса.

Ультрамафиты яйского комплекса слагают разобщенные вытянутые тела, пространственное размещение которых контролируется субмеридиональной зоной глубинного надвига, прослеженной на расстояние более 50 км, и представляют северную часть гипербазитового пояса Кузнецкого Алатау [1]. Массивы сложены серпентинизированными гарцбургитами и, преимущественно, серпентинитами. Ультраосновные породы в изученных массивах по структурно-вещественным и петрогеохимическим особенностям относятся к метаморфическим и кумулятивным ультрамафитам офиолитовых комплексов [3]. Петроструктурным анализом порфирокластового оливина в эволюции пластически деформированных гарцбургитах установлено два этапа. На первом этапе деформации реализовались механизмом трансляционного скольжения по системе {OKL}[100]. Согласно экспериментальным данным такое скольжение осуществляется при температурах ~ 900 С, низком стрессе 10-20 МПа и осевой деформации, характерных для условий верхней мантии [9]. Последующий этап отражает перемещение ультрамафитов в верхние горизонты земной коры в режиме возрастающих напряжений (до 100 МПа) и уменьшения температур. На этом этапе оливин претерпел пластические деформации механизмами трансляционного скольжения и синтектонической рекристаллизации, с увеличением роли последней. Подобные петроструктурные узоры оливина являются характерными для дунитов и гарцбургитов других массивов Кузнецкого Алатау.

Габброиды слагают линейно вытянутые массивы, а также пластовые и дайкообразные тела, имеющие субмеридиональную ориентировку и приуроченные, в основном, к киргислинскому тектоническому блоку протерозойского карбонатно-амфиболитового метаморфического комплекса. Изученные габброиды представлены метагаббро, часто окварцованными, в которых постоянно отмечаются признаки пластических деформаций, фиксируемые хорошо выраженной минеральной уплощенностью и линейностью, а также порфирокластовыми микроструктурами. Петроструктурным анализом роговой обманки и кварца в метагаббро устанавливаются режимы пластических деформаций, соответствующие этапу перемещения и консолидации ультрамафитов в земной коре. Они связаны с метаморфическим преобразованием габброидов и их пластическим течением, которое реализовалось в роговой обманке и кварце механизмами трансляционного скольжения и синтектонической рекристаллизацией и контролировалось направлением стресса. По структурно-вещественным признакам, петрогеохимическим особенностям габброиды Яйского горста хорошо сопоставляются с габброидами Среднетерсинского массива, являющегося эталонным офиолитовым комплексом для Кузнецкого Алатау [6,7]. Это позволяет рассматривать габброиды совместно с ультрамафитами в составе одного мафит-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ультрамафитового яйского комплекса, аналогом которого в Кузнецком Алатау является саланский (терсинский) комплекс [4].

Северное продолжение Яйского горста характеризуется широким проявлением дайкового магматизма. Здесь в поле развития метаандезибазальтов, нижнекебрийского возраста, значительным развитием пользуются дайки "Барнашовской интрузии микродиоритов", имеющие меридиональное простирание [1]. Учитывая их тесную пространственную ассоциацию и значительное сходство петрографического состава, а также петрогеохимическое родство с метаандезибазальтами единисской свиты, можно считать породы дайкового комплекса субвулканическими аналогами нижнекембрийских вулканитов, а не самостоятельной интрузией микродиоритов ордовик-силурийского возраста. На нижнекембрийский возраст пород дайкового комплекса также указывает петрогеохимическое сходство микрогаббродиоритов с габброидами яйского офиолитового комплекса, что отражает единую эволюцию мафитового магматизма региона.

Для выяснения петрохимических взаимосвязей между породами офиолитовой ассоциации в качестве элемента-индикатора используется титан, отражающий процессы дифференциации. На диаграмме Хеберта [8] (рис.) устанавливается близость тренда изменения состава пород яйского офиолитового комплекса к аналогичному тренду островодужной офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива [5].

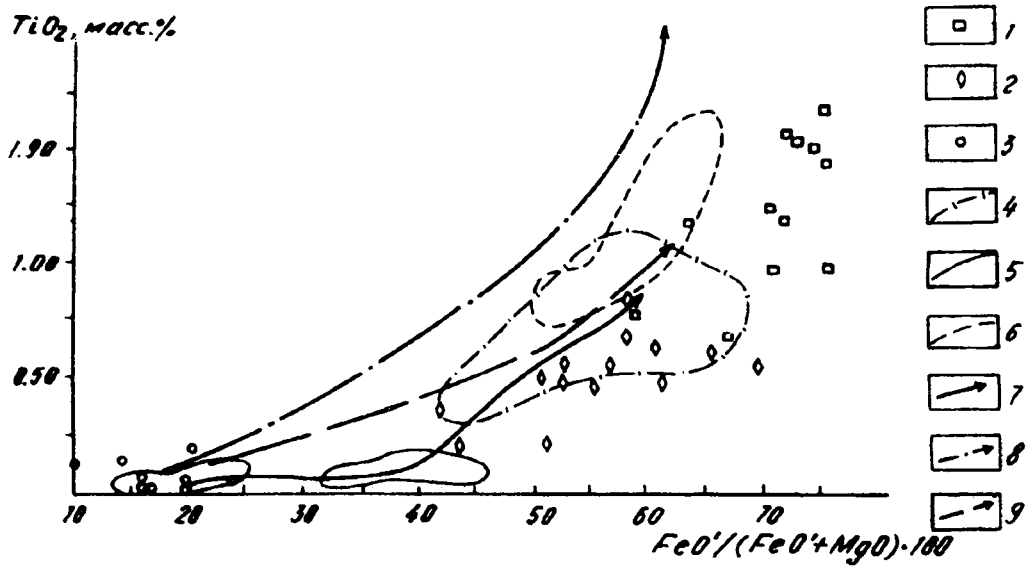


Рис. Диаграмма TiO2–FeO'/(FeO'+MgO) для офиолитов Кузнецкого Алатау.

1-3 – составы пород яйского офиолитового комплекса: 1 – микрогаббродиориты дайкового комплекса, 2 – габброиды, 3 – ультрамафиты; 4-5 – поля составов пород Среднетерсинского массива (Симонов, 1993): 4 – поле дайкового комплекса и"верхних" габбро; 5 – поля ультрамафитов метаморфических, расслоенных и "нижних" габбро; 6 – поля толеитовых базальтов осевой части Красного моря; 7 – тренд изменения составов пород офиолитов Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив; Симонов, 1993); 8-9 – обобщенные тренды в современных океанических (8) и островодужных (9) обстановках (Hebert, 1982).

Одновременно отмечается большая дифференциация габброидов и пород дайкового комплекса яйского офиолита, что объясняется его становлением в геодинамической обстановке развитой островной дуги (РОД), в то время как в Среднетерсинском массиве отмечается присутствие пород РОД и примитивной островной дуги (ПОД) [6]. Дациты единисской свиты и дайки микроплагиогранитов следует считать покровными и субвулканическими образованиями яйского офиолитового комплекса, отражающими кислый островодужный вулканизм.

Проведенные петрологические исследования рифейско-нижнекембрийских магматических образований в пределах Яйского горста, являющегося северным продолжением Кузнецкого Алатау, позволяют объединить их в единый яйский офиолитовый комплекс, представляющий фрагмент офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау. Наиболее суще-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ственными аргументами в пользу этого предположения являются: 1) размещение в единой тектонической структуре; 2) тесное пространственное сочленение мафит-ультрамафитовых образований и вулканитов андезибазальтового состава; 3) предполагаемая близость геологического возраста; 4) полный набор пород, характерный для офиолитов; 5) единый петрогеохимический тренд эволюции базитового магматизма; 6) хорошая сопоставимость структурно-вещественных признаков со Среднетерсинским массивом, являющимся эталоном офиолитовой ассоциации для Кузнецкого Алатау. Полученные выводы согласуются с ранее высказанными предположениями других исследователей [2].

Литература

1. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд. Том. ун-та, 1987. 94 с.
2. Гончаренко А.И., Врублевский В.А. Офиолитовая ассоциация Колывань-Томской складчатой зоны. // Природокомплекс Томской области. Т.1. Томск: Изд. Том. ун-та, 1995. С. 99-103.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. 269 с.
4. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау / В.Л.Хомичев, Л.В.Алабин, Г.А.Бабин и др. Новосибирск, 1996. 18 с.
5. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования. Новосибирск, 1993. 247 с.
6. Ступаков С.И., Симонов В.А.Особенности минералогии ультрабазитов – критерий палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1997. № 4. С. 746-755.
7. Уткин Ю.В. Петрология габброидов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау. Дисс. канд. г.-м. н., Томск, 1990. 272 с.
8. Hebert R. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples // Ofioliti. 1982. Vol.2/3. P.299-324.
9. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. 1973. № 10. P. 853-876.

К ПЕТРОЛОГИИ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В.Л. Хомичев
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

За последние 30 лет накопились обширные материалы по габбро-гранитным и гранитоидным комплексам, обобщение которых позволяет обсудить некоторые вопросы их происхождения, строения, рудоносности. Этому способствуют и фундаментальные научные разработки в области генетической петрологии.

Коровое гранитообразование. После первых экспериментов по плавлению пород в "сухих" и обводненных условиях идея корового гранитообразования привлекла всеобщее внимание. Казалось, что она решает проблему батолитов на высоких уровнях коры, а не только в гранито-гнейсовых толщах. Однако при строгой оценке термодинамических факторов такая возможность оказалась нереальной. Необходимая для палингенного гранитообразования температура (650-700°С) даже при максимальном температурном градиенте достигается на глубинах ниже 20 км. Такие процессы селективного плавления наблюдаются в гранито-гнейсовых куполах, которые служат природной лабораторией рождения кислой магмы.

Возможности внедрения палингенных магм. На основе диаграмм плавления при разных давлениях воды В.С. Соболев с соавторами выделил три типа гранитоидных магм: насыщенные, ненасыщенные и резко недонасыщенные водой. Крайние типы названы Д.С. Штейнбергом и Г.Б. Ферштатером "водными" плутоническими и "сухими" (маловодными) вулканическими. Они соответствуют S- и I- типам Б.У. Чаппела. Из-за низкой темпе-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ратуры (650-700 °С) и узкого интервала кристаллизации (~ 50°) граниты первого типа практически не перемещаются из области магмогенерации. Связь с вулканизмом и дайки второго этапа для них исключены. Маловодные граниты, напротив, в силу относительно высокой температуры (800-850 °С) и широкого интервала кристаллизации (150-200°) могут, по мнению этих авторов, внедряться на высокие уровни. Но это только прогноз диаграмм.

Динамику процесса на полуколичественной основе специально рассмотрел В.Н. Шарапов. В качестве исходных данных им принято: очаг находится на глубине 20 км, давление в очаге 6 кбар, начальная температура магмы 1100 °С, температура ликвидуса 800 °С, температура солидуса 750 °С, водосодержание 6 мас. %, вязкость 10^4 пуаз, скорость подъема 1 см/сек, ширина магмовода 100 м. Согласно расчета, интрудировать могут перегретые насыщенные летучими расплавы, но и они в принятых наиболее оптимальных условиях способны перемещаться на первые километры, дальше начнется "охватывание" расплава из-за падения давления. Неизбежный при этом сброс летучих компонентов резко увеличивает вязкость и внедрение прекращается.

Применительно к природным условиям принятая температура и водосодержание завышены, а снижение их до реальных значений увеличивает вязкость на три порядка и более. В этом случае локальные котектические выплавки по закону Стокса имеют ограниченные возможности для подъема, а соединяться в крупные объемы расплавы не могут из-за высокой вязкости. Кроме того, состав выплавок отвечает тройному минимуму (эвтектике) и, по М.Б. Эпельбауму, перегрев не уводит от эвтектики, а лишь увеличивает объем расплава. Поэтому палингенез не объясняет широких вариаций гранитоидов в природных комплексах. Если бы коровое гранитообразование имело масштабы, соизмеримые с гранитоидным магматизмом в складчатых областях, и завершалось внедрением на гипабиссальный уровень, то следовало бы ожидать и массовых излияний ее на поверхность. Однако самостоятельного кислого вулканизма не известно, он сопровождает извержения базальтовых и андезитовых магм, как их дифференциат.

О базальтоидной природе гранитоидов. Обобщение материалов по магматическим комплексам АССО и детальное изучение их эталонов приводит к выводу, что фанерозойские гранитоиды имеют с предшествующими диоритами и габбро "кровное родство". Гомодромная последовательность пород не нарушается ни в одном из многочисленных массивов. Между ними фиксируются не только резкие (фазовые) границы, но и фациальные переходы. Гранитоиды наследуют особенности вещественного состава габбро и диоритов и связаны с ними закономерными эволюционными трендами на породном и минеральном уровнях. Изотопия стронция в гранитах свидетельствует о принадлежности их к мантийным или корово-мантийным продуктам. Дайки второго этапа, отвечающие по составу габбро и диоритам, внедряются после гранитоидов, перемежаясь с отщеплениями остаточных гранитных очагов в камере (аплиты, гранит-порфиры, скарны, рудные жилы). Это свидетельствует о сближенности в пространстве и сосуществовании во времени источников расплавов тех и других. Источники даек, гидротермальных растворов и рудообразующих флюидов находились в камере массива на разных ее уровнях: кислых расплавов и флюидов вверху, даек второго этапа - внизу. В таком случае гранитоидный расплав является камерным дифференциатом базальтовой магмы. С этим выводом трудно согласиться, поскольку количественные соотношения средне-основных и кислых пород на поверхности составляют 1:5 до 1:7. По этой причине хорошо теоретически и экспериментально обоснованный ряд кристаллизационной дифференциации Боуэна отвергается. Но никто, насколько нам известно, не поставил под сомнение правомерность распространения площадных соотношений габбро и гранитов в случайных срезах на весь объем массива и комплекса. По данным глубинного геолого-геофизического моделирования фронтальные зоны массивов, с которыми мы имеем дело на поверхности, сложены преимущественно гранитоидами (и это преувеличивает их значимость), а ниже быстро нарастает роль диоритов и габбро. Поэтому в полном объеме массивов до глубины 10-12 км доля последних

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

не ниже 80%, а гранитоидов меньше 20%. Эти соотношения согласуются с известным преобладанием базальтов (90%) и скромной ролью кислых пород (10%) в эффузивной фации. А плутонический магматизм в принципе ничем не отличается от вулканического и в нем должны быть те же или близкие пропорции. При таких соотношениях снимаются возражения против гипотезы происхождения гранитоидов в результате эманационно-кристаллизационной дифференциации исходной (базальтовой или андезитовой) магмы в камере массива, как ведущего механизма образования габбро-гранитных комплексов.

Уровень становления и морфология тел. Уровень становления габбро-гранитных комплексов определяется взаимоотношением магмы и рамы. Энергетика магмы, от которой зависит динамика перемещения из глубинного очага к камере - проблема достаточно сложная. Господствующее до сих пор упрощенное представление о пассивном выдавливании магмы весом вышележащих пород нельзя признать удовлетворительным хотя бы по тем катастрофическим извержениям вулканов, которые случились на человеческой памяти. По данным В.И. Влодавца, на сооружение вулкана Ключевской сопки (200 км^3) израсходовано $2{,}9 \times 10^{20}$ кал. Б.Г. Поляк рассчитал, что на вулканизм Камчатки за последний 1 млн лет потребовалось ~ 1×10^{25} кал, из которых на подъем магмы к поверхности ушло лишь 14%, а большая часть энергии израсходована на охлаждение извергнутых продуктов (43,2%) и фумарольную деятельность (32,7%).

Плутонический магматизм имеет ту же природу. Под воздействием внутренних энергетических сил Земли расплав, несомненно, активно внедрялся по принципу магморазрыва боковых пород. Одним из первых к этому выводу пришел Е.М. Андерсен, изучая дайки Шотландии. Более строгое решение задачи образования трещин под влиянием постоянно распирающей нагрузки по принципу гидроразрыва получено Г.И. Баренблаттом с соавторами. Опытные данные показывают, что на глубинах 1,5-2,0 км гидроразрыв осуществляется при 150-300 атм, а для поддержания и развития трещин требуется в несколько раз меньшее напряжение, так как давление концентрируется на конце трещины и достигает огромных значений.

Прямые наблюдения по микровключениям расплавов в минералах магматических пород, суммированные И.Т. Бакуменко и др. свидетельствуют о высоких давлениях (до 13 кбар) и температурах (до 1500 °С) базальтовых магм даже на близповерхностных уровнях. Глубинные флюиды в них представлены смесью CO_2, CO, CH_4 и N_2 без существенного участия воды. Базальтовая магма, по их заключению, генерируется не в коре (ее "базальтовом" слое), а в мантии, и не вода, а CO_2 ответственна за ее образование. Плавление протекало под воздействием силикатно-сульфидно-флюидной эмульсии, содержащей до 70 об. % CO_2, что обеспечивает сегрегацию базальтовых выплавок даже при малых степенях частичного плавления мантии, а высокое внутреннее давление (до 15-20 кбар) при заметном перегреве и низкой вязкости - быстрый транспорт ее к поверхности.

И, тем не менее, плутонические тела габброидов говорят о том, что базальтовый расплав нередко останавливается, когда до поверхности остается совсем немного. Ответ на этот вопрос кроется в строении рамы. В складчатых областях необходимо различать три принципиально отличных структурных элемента: верхний ярус молодых отложений, нижний этаж сложно дислоцированных глубоко метаморфизованных пород и разделяющее их структурное несогласие. Отложения верхнего яруса способны к значительному уплотнению, за счет чего может высвобождаться 15-20% объема для образования камерного пространства интрузива. Вторая их особенность - высокая пластичность пород, обуславливающая экранирующую роль по отношению к магме и магмоподводящим разломам. Сравнительно небольшая мощность верхнего этажа (~ 3-5 км, редко больше) создает благоприятные предпосылки для подъема кровли и образования под напором магмы купольных структур и соответствующей караваеобразной морфологии камеры массива. Нижний этаж характеризуется противоположными свойствами. Породы его потеряли пластичность и пористость, поэтому образование сколько-нибудь значительных камер здесь

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

маловероятно. Только разломы служат магмовмещающими и магмопроводящими структурами.

Структурное несогласие между нижним кристаллическим этажом и верхним ярусом представляет раздел двух разнородных сред. На особую роль таких межформационных шовных тангенциальных зон повышенной проницаемости одним из первых обратил внимание А.В. Пейве. Несмотря на кажущиеся незначительные размеры, они играют исключительную роль в трансформировании восходящего потока магмы по разлому в нижнем этаже на активное внедрение (магморазрыв) по горизонтальному структурному несогласию, в результате чего образуются крупные в плане и сравнительно маломощные батолитоподобные массивы. Такие зоны определяют уровень магмолокализации. В Алтае-Саянской области крупное стратиграфическое несогласие между нижним и верхним протерозоем контролирует массивы рифейских габбро-гранитных комплексов, перерыв внутри кембрия является уровнем размещения золотоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации, а предордовикский перерыв вмещает массивы субщелочных комплексов со скарново-магнетитовым оруденением в одних регионах и медно-молибден-порфировым - в других.

Изложенные петрогенетические соображения позволяют высказать некоторые практические следствия.

1. Кислые анатектические расплавы рождаются в нижней коре, и соответствующие породы входят в состав докембрийских гранито-гнейсовых ассоциаций. Фанерозойские чисто гранитные комплексы на мезо-гипабиссальном уровне, по-видимому, невозможны. Такие гранитоиды входят в состав габбро-гранитных комплексов как дифференциаты базальтовой магмы.

2. Магматические комплексы контролируются региональными тектоническими процессами и должны иметь аналогичные масштабы. Экзотических локальных комплексов не может быть.

3. Каждый магматический комплекс имеет свой стратиграфический уровень, поэтому совмещение их в одних структурах (полигенные полиформационные плутоны) может быть лишь как исключение.

4. Магматические комплексы глубоко дифференцированы и зональны не только в горизонтальном сечении, но и в вертикальном. Разные уровни среза значительно отличаются по составу, строению, рудоносности, но это не повод для выделения отдельных комплексов.

5. Геолого-петрологические принципы выделения магматических комплексов являются приоритетными по сравнению с петрогеохимическими и изотопно-геохронологическими. Использование для этих целей подвижных компонентов (щелочи, SiO_2, летучие) приводит к ошибкам.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.А. Цыганков, Т.Т. Врублевская
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы широко распространены во многих складчатых областях мира. Одним из классических районов развития магматизма подобного типа является Байкало-Витимская горная область, в пределах которой выделяется Байкало-Муйский гипербазит-базитовый пояс, протягивающийся от северо-западного побережья оз. Байкал до среднего течения р. Витим на расстояние более 600 км.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В состав пояса традиционно включаются как интрузивные тела существенно габброидного состава, так и массивы альпинотипных перидотитов [2, 5]. Последнее, наряду со сходством ортоамфиболитов и зеленокаменно изменённых вулканитов с океаническими базальтами, послужило основанием для отнесения этих интрузий к кумулятивному комплексу офиолитов [1].

Последующие исследования показали, что ортоамфиболиты нюрундуканской свиты имеют отчетливые признаки сходства с вулканитами островодужного типа, а внедрение интрузий, по крайней мере, части из них, происходило после амфиболитового метаморфизма вулканогенной толщи. Кроме того, появились новые геохронологические и геохимические данные, позволяющие существенно уточнить возрастной диапазон и геотектонические условия формирования дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузий Северного Прибайкалья.

В настоящей работе рассматривается западная - Северобайкальская часть Байкало-Муйского пояса, где на относительно небольшой территории сосредоточено значительное количество гипербазит-базитовых интрузий, объединяемых в нюрундуканский комплекс титаноносных габброидов [2]. По особенностям геологического строения, составу слагающих их пород и металлогенической специализации среди интрузий этого комплекса выделяются два типа - Чая-Нюрундуканский и Слюдинский. К первому относятся крупные, площадью до 70-80км^2 тела, в строении которых значительную роль играют породы ультраосновного ряда (массивы Чайский, Гасан-Дякитский, Нюрундуканский), ко второму - более мелкие, площадью до первых 10-ов км^2 тела, сложенные породами преимущественно основного состава (массивы Слюдинский, Тонкий Мыс). Залегание интрузий обоих типов конфокально структуре вмещающей толщи, представленной ортоамфиболитами нюрундуканской свиты с подчиненным количеством метатерригенных и карбонатных пород. Возраст интрузий Чая-Нюрундуканского типа - 630 млн.лет (Sm-Nd метод, Чайский массив) [6], Слюдинского типа - 585-618 млн.лет (Sm-Nd метод, Слюдинский массив и Тонкий Мыс) [3]. Для ортоамфиболитов надежные геохронологические данные отсутствуют. Можно считать установленным лишь время последнего этапа метаморфизма этой толщи - 550-600 млн.лет [4].

Массивы Чая-Нюрундуканского типа имеют Cu-Ni металлогеническую специализацию и двухфазное строение. Первая фаза представлена ультрамафитами, среди которых преобладают лерцолиты, вторую фазу слагают породы базитового ряда - от меланократовых габброноритов до амфиболовых лейкогаббро и габброанортозитов. Соотношение ультрамафитов и габброидов - 1:10. Типоморфной минеральной ассоциацией пород ультрамафитового ряда является $Ol_{(18\text{-}22Fa)}$+Crt-->o$Px_{(18\text{-}20En)}$--->c$Px_{(17\text{-}21\ en)}$-- >$Pl_{(82\text{-}64\ An)}$±Hb, кристаллизующиеся в указанной последовательности. Для пород базитового ряда характерен тот же самый минеральный парагенезис, но при меньшей роли оливина и большей магнетита и апатита в качестве акцессорных фаз. Формирование интрузий связано с последовательным внедрением и последующей фракционной кристаллизацией пикритового и толеитового расплавов.

Интрузии Слюдинского типа отличает Fe-Ti металлогеническая специализация и существенно габброидный состав слагающих их пород, среди которых можно выделить два петрографических и, соответственно, геохимических типа, условно названных магнезиальным и титанистым. Габброиды магнезиального типа представлены оливиновыми разностями (оливиновые габбронориты, троктолиты) различной меланократовости с характерными коронарными структурами. К титанистому типу относятся безоливиновые габбронориты и амфиболовые габбро, отличающиеся повышенным содержанием акцессорных титаномагнетита и апатита, а также более высокой степенью метаморфизма. Соотношение габброидов магнезиального и титанистого типов не ясно. Можно предположить, что указанные разновидности представляют самостоятельные фазы, внедрение которых происходило в антидромной последовательности из единого глубинного магматического источника.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Одинаковый возраст интрузий Чая-Нюрундуканского и Слюдинского типов, в целом, подтверждает справедливость их объединения в единый интрузивный комплекс, однако различия геологического строения, геохимические и минералогические данные, различная металлогеническая специализация свидетельствуют о различных термодинамических (P, T, f_{O_2}, состав расплава) условиях образования этих интрузий.

При решении вопроса о геодинамической обстановке формирования гипербазит-базитовых массивов Северного Прибайкалья необходимо учитывать, что эти интрузии прорывают метаморфизованные вулканогенные отложения островодужного типа. Гранитоиды, прорывающие отложения келянской свиты (возрастной и формационный аналог нюрундуканской свиты) в восточной части Байкала-Муйского пояса, формировались в позднем рифее (740 млн.лет), поэтому возраст протолита ортоамфиболитов должен быть не моложе этого значения. Следовательно, ортоамфиболиты нюрундуканской свиты и прорывающие их гипербазит-базитовые интрузии не могут быть членами единой офиолитовой ассоциации, поскольку являются разновозрастными образованиями. Можно предположить, что предшествующий внедрению интрузий метаморфизм связан с аккрецией островной дуги к окраине континента, поскольку со второй половины венда началось накопление терригенных отложений платформенного типа.

Известно, что базитовый магматизм является типоморфным признаком условий растяжения земной коры. Наиболее вероятной обстановкой, при которой в Северном Прибайкалье на рубеже рифея и венда могли существовать зоны растяжения, является рифтогенез сдвигового типа, сочетающий косой раздвиг и структуры типа pull-apart. Согласно [7], рассматриваемая территория, начиная с рифея, представляла собой пограничную сдвиговую область, вдоль которой происходило движение складчатых сооружений байкалид в северном направлении (в современных координатах), а Сибирской платформы на юг. В Северном Прибайкалье к структурам такого типа (сдвиговый рифт) относится позднерифейская Сыннырская палеорифтовая впадина, заложившаяся в пределах перикратонного прогиба [8]. Гипербазит-базитовые интрузии нюрундуканского комплекса формировались, по-видимому, в обстановке минимального или кратковременного растяжения, в результате чего магматизм проявился лишь в плутонической фации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 97-05-96445.

Литература

1. Клитин К.А., Домина Е.А., Риле Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюлл. МОИП. Нов. Серия. Отд. Геол. 1975. № 1. С.82-94.
2. Конников Э.Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
3. Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.Ф. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // Докл. АН. 1993. Т.332. № 4. С.486-490.
4. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховецкий Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения олокитской зоны Северного Прибайкалья // Геол. рудн. Месторождений. 1991. 6. С.34-49.
5. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т.1. Т.2. М: Недра, 1964, 1967, 516 с., 700 с.
6. Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L/A/ Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Eart and Plan.Sci. Let. 1997. V. 148. p.299-316.
7. Bulgatov A.N., Mitrofanov G.L., Taskin A.P. The role of horizontal movements in the structure formation of transitional zone: from Siberian Platform, Sayan-Baikal fold belt //Abstracts IV International Symposium on Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean. Report № 4. Novosibirsk, 1993. P. 36-38.
8. Konnikov E.G., Orsoev D.A., Kislov E.A. The late proterosoic counterpart of MRS: Synnyr rift zone, Northern Transbaikalia, Siseria. // Proceedings. International Field Conference and Symposium Petrology and Metallogeny of volcanic and intrusive rocks of the Midkontinent rift system. Duluth, Minnesota. 1995. P.83.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

АВГИТ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Я. Шевко
Институт геологии ОИГГМ СО РАН, г.Новосибирск

Для изучения особенностей химизма клинопироксенов (КлП) интрузивных траппов создана база данных, включающая 573 зондовых определений минерала, при этом использованы собственные и литературные данные. Согласно принятой КНМ ММА номенклатуре, все КлП из интрузивных траппов Сибирской платформы относятся к группе Ca-Mg-Fe пироксенов. Среди них выделяются восемь главных разновидностей: диопсид (Di); авгит, богатый магнием (Aug_{Mg}); субкальциевый авгит, богатый магнием ($_{Ca}Aug_{Mg}$); пижонит, богатый магнием (Pyg_{Mg}); геденбергит (Hed); авгит, богатый железом (Aug_{Fe}); субкальциевый авгит, богатый железом ($_{Ca}Aug_{Fe}$); пижонит, богатый железом (Pyg_{Fe}). Среди КлП интрузивных пород нами произведено подразделение по признаку принадлежности к следующим типам интрузий: безрудным недифференцированным (И-1); безрудным дифференцированным (И-2); с сульфидным Cu-Ni оруденением (И-3); с самородным железом и магнетитовым оруденением (И-4).

В таблице 1 представлено распределение собранных нами КлП по разновидностям минерала и по типам интрузий. Подавляющее большинство проанализированных КлП представлено авгитом богатым магнием. В первых трех типах интрузий его содержание составляет 86-89 кол. %. В интрузиях с самородным железом и магнетитовым оруденением эта величина снижается до 48 кол. % за счет повышенного содержания здесь пижонита, богатого магнием (30 кол. %). Остальные разновидности КлП в интрузивных породах встречаются достаточно редко, как правило, это первые проценты.

Таким образом, авгит, богатый магнием (далее просто авгит) является главным КлП интрузивных пород, и именно о нем пойдет ниже речь.

Таблица 1

	Di	Aug_{Mg}	$_{Ca}Aug_{Mg}$	Pyg_{Mg}	Hed	Aug_{Fe}	$_{Ca}Aug_{Fe}$	Pyg_{Fe}	Сумма
И-1		30 86%		2 6%		3 8%			35 100%
И-2	7 3%	187 89%		5 2%	3 1%	8 4%	1 0,5%	1 0,5%	212 100%
И-3	20 11%	162 88%			1 0,5%	1 0,5%			184 100%
И-4	5 4%	69 48%		42 30%	4 3%	12 8%		10 7%	142 100%

В числителе - количество имеющихся анализов КлП в абсолютном исчислении, в знаменателе - в количественных процентах (кол.%) в пересчете на 100.

На треугольных диаграммах Wo-En-Fs показаны составы КлП интрузивных траппов Сибирской платформы

Точки составов авгита из безрудных недифференцированных интрузий (И-1) дают прямолинейный тренд в сторону увеличения содержания Fs компонента. Состав минерала изменяется в пределах $Wo_{42,2-33,6}$ $En_{49,2-35,2}$ $Fs_{10,0-27,5}$, общая железистость (f`) увеличивается от 17,2 до 42,7 %.

В безрудных дифференцированных интрузиях (И-2) диапазон крайних значений содержания миналов и общей железистости авгита значительно увеличивается $Wo_{44,9-28,3}$ $En_{50,9-32,1}$ $Fs_{9,4-30,4}$, f` 15,2 - 47,5 %. На треугольной диаграмме точки составов минерала образуют вытянутое поле с тенденцией к увеличению Fs компонента.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

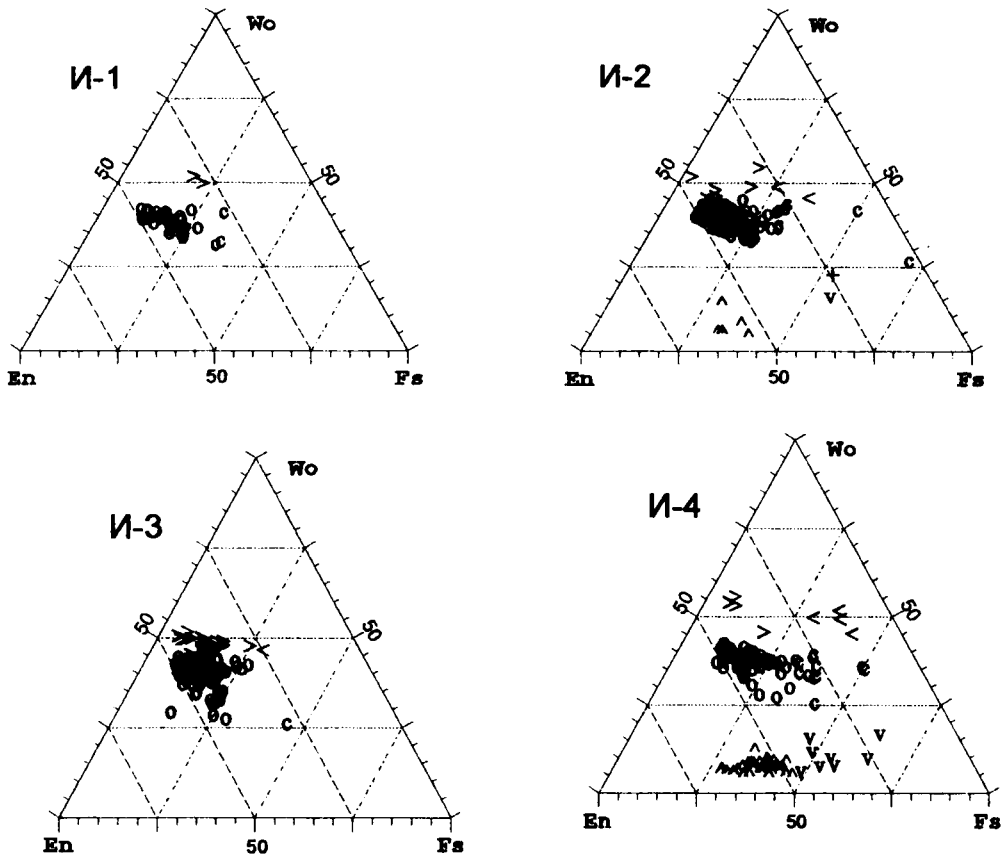


Рис. Составы клинопироксенов интрузивных траппов Сибирской платформы
Интрузии: безрудные недифференцированные (И-1), безрудные дифференцированные (И-2), с сульфидным Cu-Ni оруденением (И-3), с самородным железом и магнетитовым оруденением (И-4).
">" - Di, "o" - Aug_{Mg}, "^" - Pyg_{Mg}, "<"-Hed, "c" - Aug_{Fe}, "+" - $_{Ca}Aug_{Fe}$, "v"- Pyg_{Fe}.

Состав авгита из интрузий с сульфидным Cu-Ni оруденением (И-3) изменяется в еще более широких пределах $Wo_{45,0-27,5}$ $En_{57,1-30,6}$ $Fs_{7,9-28,7}$, f ` 13,2 - 46,6 %. Точки составов минерала образуют облако, при этом основная часть точек состава авгита образует очень компактное изометричное поле с центром состава $Wo_{40}En_{45}Fs_{15}$ и колебаниями содержания миналов плюс-минус 5 мол.%.

В интрузиях с самородным железом и магнетитовым оруденением (И-4) состав авгита изменяется в пределах $Wo_{43,6-27,1}$ $En_{51,4-33,1}$ $Fs_{10,6-33,9}$, f ` увеличивается от 17,6 до 47,6 %. Точки состава минерала образуют вытянутое поле, в пределах которого намечается два тренда. В первом, параллельном стороне Wo-Fs треугольника, состав авгита изменяется от $Wo_{42,4}$ $En_{46,9}$ $Fs_{10,7}$ до $Wo_{27,8}$ $En_{45,1}$ $Fs_{27,1}$. Во втором, субпараллельном стороне En-Fs, состав авгита изменяется от $Wo_{41,5}$ $En_{42,1}$ $Fs_{16,4}$ до $Wo_{35,6}$ $En_{34,4}$ $Fs_{29,9}$.

Таблица 2

	И-1		И-2		И-3		И-4	
	минимум	максимум	минимум	максимум	минимум	максимум	минимум	максимум
SiO_2	48,62	53,25	49,24	54,12	43,65	54,08	45,18	53,06
TiO_2	0,39	1,72	0,02	1,88	0,06	1,76	0,25	3,17
Al_2O_3	1,17	4,02	0,49	3,82	0,17	14,27	0,44	6,51
FeO	6,17	16,25	5,71	17,30	4,86	16,10	6,54	19,77
MgO	11,82	17,37	10,75	17,84	10,30	18,20	11,13	18,53
CaO	16,08	20,36	13,77	21,99	12,20	22,01	13,12	20,64

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В таблице 2 приведены диапазоны содержаний главных минералообразующих окислов в авгитах из выделенных типов интрузий. Размах содержаний окислов увеличивается от безрудных недифференцированных к дифференцированным и далее к рудоносным интрузиям. Экстремальные значения, выделенные жирным шрифтом, присущи, как правило, рудоносным интрузиям.

Максимальные содержания в авгитах второстепенных окислов приведены в таблице 3. В некоторых случаях их содержания достигают первых процентов, что ставит их в один ряд с главными минералообразующими окислами. Наибольшие их содержания отмечены, как правило, в авгитах рудоносных интрузий.

Таблица 3

	Cr_2O_3	Mno	NiO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	V_2O_5
И-1	0,96	0,41	не опр.	0,51	0,10	не опр.	0,12
И-2	1,04	0,45	0,05	0,80	0,50	не опр.	0,27
И-3	1,40	0,44	0,07	2,44	0,01	не опр.	не опр.
И-4	0,74	0,53	не опр.	0,50	0,08	0,05	не опр

Таким образом, авгиты из выделенных нами четырех типов интрузий при достаточно близком составе в пределах $Wo_{45,0-27,1}$ $En_{57,1-30,6}$ $Fs_{7,9-33,9}$ и общей железистости от 13,2 до 47,6 % имеют характерные для каждого типа особенности. Точки составов минерала из выделенных типов интрузий на треугольных диаграммах образуют отличные друг от друга тренды. Содержания главных и второстепенных минералообразующих окислов изменяются в разных пределах. Из этого следует, что есть реальная возможность выявления критериев различия для выделенных типов интрузий по химическому составу авгитов. Дальнейшее детальное изучение особенностей изоморфизма и поведения элементов примесей в минерале даст возможность выявить набор критериев, позволяющих реставрировать физико-химические условия кристаллизации магматических расплавов и решать вопросы петрогенезиса и рудообразования.

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.Б. Шепель, М.Е. Гавриленко, В.П. Лепилин
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

При анализе геологических карт и карты метаморфических фаций Алтае-Саянской складчатой области было обращено внимание на то, что значительное число выступов древнего метаморфического фундамента (или микроконтинентов), таких как Терсинский, Томский, Телецкий, Тонгулакский, Чулышманский, Сангиленский, Билинский и Дербинский, располагается вдоль внешней границы крупной (радиусом порядка 400-420 км) кольцевой структуры с гипоцентром в районе Западного Саяна (рис.). Кольцевая структура, которую предлагается выделить в качестве Кузнецкоалатауско-Саянской мегаструктуры центрального типа (МЦТ), охватывает большую часть Алтае-Саянской области, включая такие ее регионы, как Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж. Горную Шорию, Западный Саян, отчасти, Восточный Саян и Туву.

Кузнецкоалатауско-Саянская морфостуктура обладает концентрически-зональным строением. Зональность проявляется в том, что от периферии к центру морфоструктуры наблюдается омоложение слагающих ее структурно-вещественных комплексов. Во внешней кольцевой зоне они представлены ранне-позднедокембрийскими метаморфическими образованиями, в промежуточной зоне - позднерифейско-венд-среднекембрийскими оса-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дочно-вулканогенными толщами и в эпицентральной (ядерной) части - позднекембрийско-ордовик-силурийскими терригенно-осадочными отложениями. Центральная часть морфоструктуры, приходящаяся на Центрально-Саянский синклинорий, тектонически приподнята и от структурно-вещественного комплекса промежуточной зоны отделена докембрийскими метаморфическими сланцами, которые обнажаются в Джебашском и Куртушибинском антиклинориях.

Формирование Кузнецкоалатауско-Саянской морфоструктуры в условиях сжатия и правостороннего сдвига, существовавших в период герцинского тектогенеза в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в связи с относительным перемещением Евразиатской плиты и жестких блоков Гондваны [1], привело к разлинзованию краевых частей морфоструктуры и отторжению от ее кристаллического основания линзовидных фрагментов. Последние участвуют в строении ближнего обрамления морфоструктуры в виде выступов древнего кристаллического фундамента среди неметаморфизованных пород. Наглядным примером тому являются Теректинский и Катунско-Чуйский выступы в юго-западном обрамлении морфоструктуры, вблизи которых возникает система тектонических нарушений Типа "чешуйчатого веера растяжения".

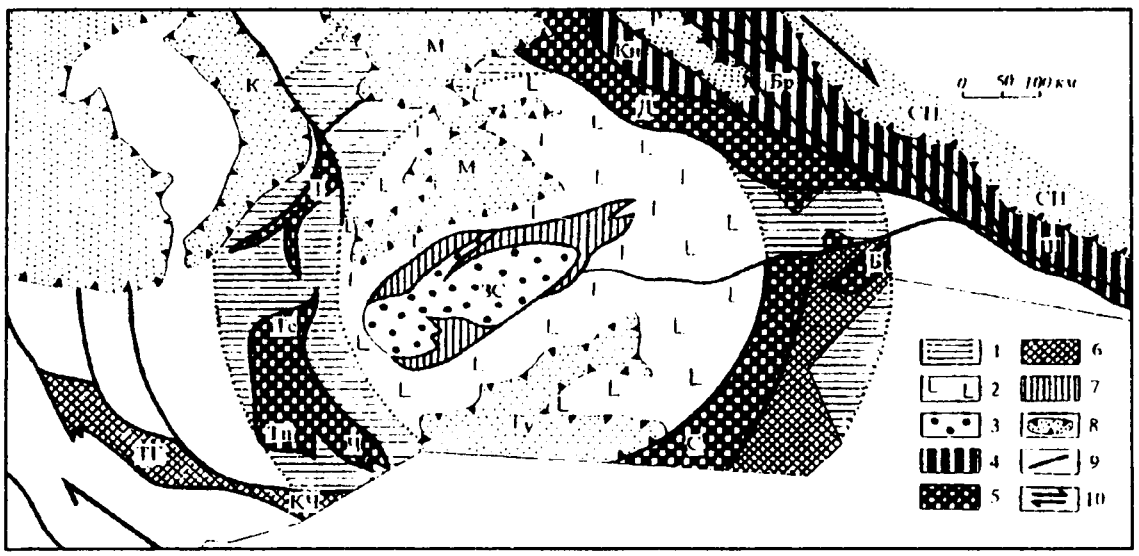


Рис.1 Схема геологического строения Кузнецкоалатауско-Саянской морфоструктуры центрального типа.

1-3 – зоны морфоструктуры: 1-*внешняя*, сложенная раннепротерозойскими кристаллосланцевыми и раннерифейскими зеленосланцевыми метаморфическими комплексами; 2 – промежуточная, представленная позднерифейско-венд-среднекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями; 3 – центральный блок, сложенный позднекембрийско-ордовик-силурийскими терригенно-карбонатными отложениями флишоидной формации; 4-7 метаморфические комплексы и их фациальный состав: 4 - гранулитовая + амфиболитовая фации; 5 - амфиболитовая + эпидот-амфиболитовая + зеленосланцевая фации; 6 - эпидот-амфиболитовая + зеленосланцевая + глаукофан-зеленосланцевая фации; 7 - зеленосланцевая+ глаукофан-зеленосланцевая фации. 8- впадины и прогибы, выполненные девон-раннекарбоновыми вулканогенно-осадочными, включая угленосные, отложениями: К - Кузнецкий прогиб, М - Минусинские впадины, Р - Рыбинская впадина. Ту - Тувинский прогиб, СП - Сибирская платформа. 9 - разломы; 10 - направления смещения в зоне сдвига Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Тектонические структуры. ЗС - Западный Саян. Микроконтиненты (или выступы древнего кристаллического фундамента): Б - Билинский, Д - Дербинский, КЧ - Катунско-Чуйский, С - Сангиленский, Т - Томский, Те - Телецкий, Тг - Тонгулакский, ТГ Теректинский. Блоки метаморфического фундамента Сибирской платформы: Бр - Бирюсинский. Кн - Канский, Ш - Шарыжалгайский

Перспективы дальнейшего изучения морфоструктуры связаны с использованием ее в качестве структурной основы для региональной и межрегиональной корреляции мета-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

морфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области, уточнения схем тектонического и металлогенического районирования и совершенствования палеогеодинамических реконструкций как складчатой области, так и Центрально-Азиатского складчатого пояса, в состав которого она входит.

Литература

1. Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях.-М., 1994. 255с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Экологическая геохимия и геология

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПОЙМЕ Р. ЕНИСЕЙ

В.А. Алексеенко[1], Л.П. Алексеенко[1], А.Е. Мирошников[3], А.В. Суворинов[2], А.Б. Бофанова[1]
[1]НИИ Геохимии биосферы, г. Новороссийск
[2]Министерство общего и профессионального образования РФ, г. Москва
[3]КНИИГиМС, г. Красноярск

Приводятся данные рекогносцировочных работ, проведенных в пойме р. Енисей от г. Красноярска до г. Дудинка, т.е. практически по меридиану через Восточную Сибирь. В полевой период проводились общее описание ландшафтно-геохимической ситуации, отбор литохимических проб почв и донных отложений (отдельно песчаной и илистой фракций), отбор биогеохимических проб (полынь, листья ивы и тополя). В камеральный период пробы анализировались на 24 элемента. В данной работе в основном рассматриваются особенности распределения пяти из них – Pb, Zn, Cu, Sr, Cr.

Содержание в почвах Sr и Cr близко к их кларковому содержанию в почвах (Виноградов А.П.,1957). Содержание Cu в 2-4 раза, Pb – в 2-5 раз и Zn – в 4-6 раз выше кларкового для почв. Таким образом, концентрации трех последних металлов близки к их концентрациям в почвах промышленных городов.

Содержание элементов в илистой фракции донных отложений р. Енисей колеблется довольно в широких пределах. Так, среднее содержание Pb ($2,2*10^{-3}$%) и Zn ($12,8*10^{-3}$%) примерно соответствуют средним значениям для илистых донных отложений рек. Оба этих металла распределены сравнительно равномерно по всей длине изучаемого участка поймы (рис. 1.).

Содержание Cu в илистой фракции донных отложений практически везде в 2-3 раза выше среднего для рек (Сает Ю.Е. и др.), при этом наибольшие значения характерны для проб, отобранных в районе г.г. Игарка и Дудинка (рис. 1).

Содержания Cr и Ni в илистых отложениях повышены практически на всех точках отбора проб. Само распределение этих металлов и Sr еще более неравномерное, чем у Cu. Так, даже в соседних точках концентрации этих металлов обычно изменяются в 2-8 раз. Для Cr, Ni, Cu, Ba, Sr, Ti, Mo, кроме того характерно разное (часто превышающее порядок) увеличение до максимальных содержаний в районе г.г. Игарка – Дудинка.

Для биогеохимической характеристики поймы р. Енисей были использованы тополь, ива и полынь. Тополь относится к числу растений, наиболее часто опробуемых при решении различных экологических проблем, что связано с его широким распространением в поймах рек страны и насаждением в населенных пунктах. Иву и особенно полынь часто опробуют при проведении поисков рудных месторождений полезных ископаемых биогеохимическим методом. Это позволило сравнить данные, полученные в пойме Енисея, с аналогичными, но полученными в других регионах. Кроме того, значительная часть тяжелых металлов поступает в растения из атмосферы. Таким образом, опробуя растения, мы получаем большую информацию об эколого-геохимическом состоянии региона.

Содержание Pb в золе листьев тополя распределено довольно неравномерно: от 1 до 5* (10^{-3} %); и если содержания 1-2 * (10^{-3} %) обычны для незагрязненных участков, удаленных от месторождений, то концентрация 3-6 * (10^{-3} %) обычно отмечается в пределах промышленных центров и в зонах утилизации промышленных отходов. В пойме р.Енисей максимальная концентрация Pb в листьях тополя отмечается по течению реки ниже г. Игарка.

В золе полыни содержание Pb также колеблется от 1 до 5 * (10^{-3} %). Концентрации 1-2 * (10^{-3} %) обычны для этого растения за пределами рудных тел, а уже над бедными рудными телами содержание металла может составлять $5*10^{-3}$ %. В пойме р. Енисей максимальная концентрация Pb в полыни отмечалась в районах г.г. Красноярска и Дудинки и

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

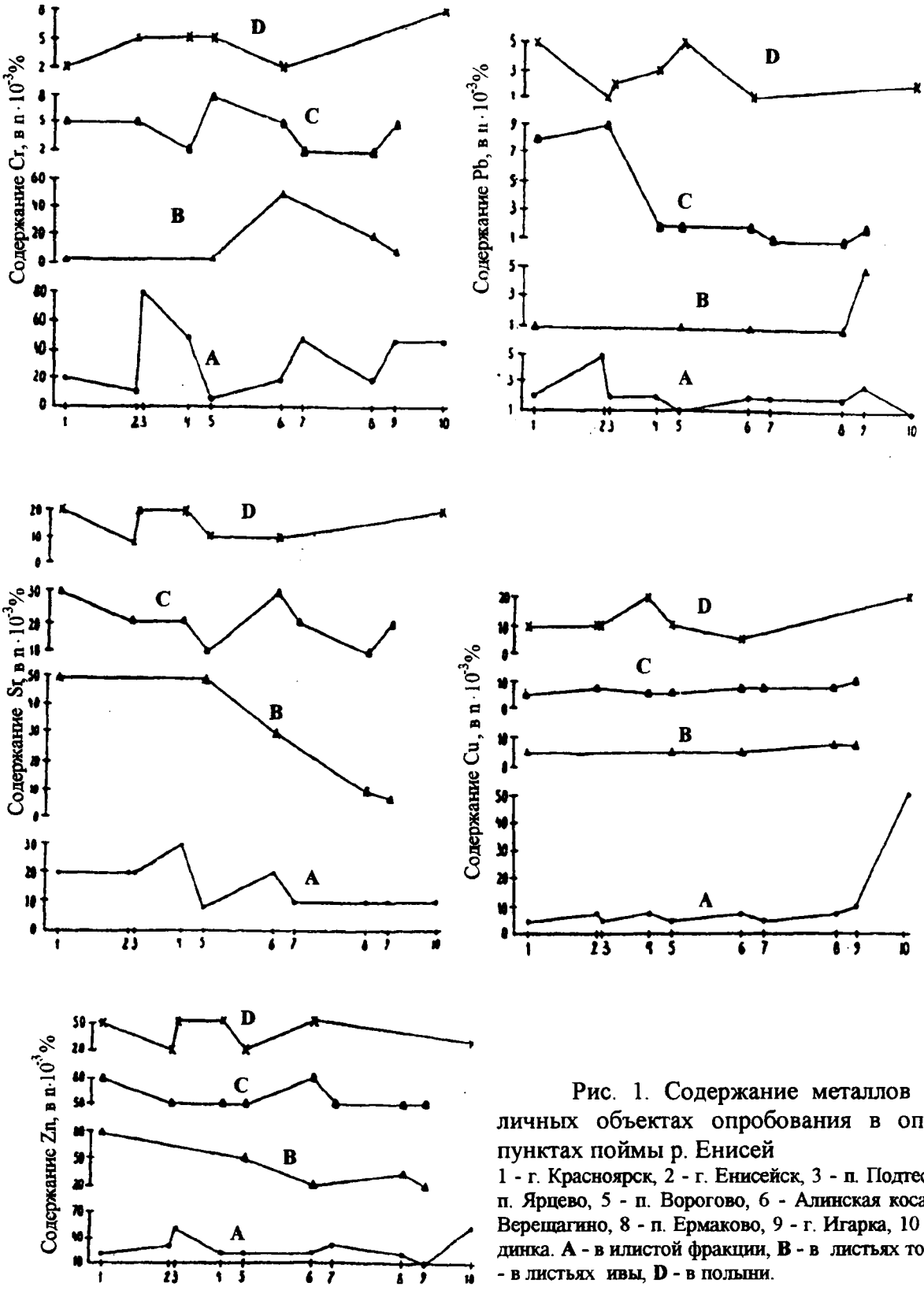


Рис. 1. Содержание металлов в различных объектах опробования в опорных пунктах поймы р. Енисей

1 - г. Красноярск, 2 - г. Енисейск, 3 - п. Подтесово 4 - п. Ярцево, 5 - п. Ворогово, 6 - Алинская коса, 7 - п. Верещагино, 8 - п. Ермаково, 9 - г. Игарка, 10 - г. Дудинка. **A** - в илистой фракции, **B** - в листьях тополя, **C** - в листьях ивы, **D** - в полыни.

в п. Ворогово. В листьях ивы наибольшая концентрация Pb 8-10 * (10^{-3} %) отмечалась в районе гг. Красноярск и Енисейск и незначительно повышено содержание металла в районе г. Игарка

Содержание Zn в листьях тополя постепенно падает от г. Красноярска к северу. При этом в районе г. Красноярска оно достигает величин, характерных для наиболее загрязненных городов и для зон захоронения промышленных отходов. В золе листьев ивы и

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

в полыни Zn распределен более равномерно. Однако и в этих растениях максимальные концентрации металла отмечаются в районах г.г. Красноярск, Игарка, Дудинка.

Разброс содержаний Sr в золе растений меньше, чем у ранее рассмотренных металлов (рис. 1). Его максимальная концентрация в листьях тополя в пойме Енисея у г. Красноярска (80 * 10^{-3} %) обычна для промышленных городов. В листьях ивы, в полыни максимальные концентрации также отмечаются у г. Красноярска. Аномальные концентрации в обоих растениях отмечены в районе Алинской косы.

Распределение Cu во всех опробованных нами растениях подобно распределению Pb в тополе: существенно повышенные концентрации металла (для тополя – 8 * 10^{-3} % , для ивы – 10 * 10^{-3} %, для полыни – 20 * 10^{-3} %) отмечаются в северной части поймы. Отдельные пики повышенных содержаний Cu отмечаются у г. Енисейска (в иве) и у п. Ярцево. Следует отметить, что наиболее высокие концентрации Cu, установленные в растениях поймы Енисея, обычно характерны для этих растений в рудных районах и в промышленных городах.

Концентрация Cr в листьях ивы сначала уменьшается от г.г. Красноярска и Енисейска, затем возрастает перед впадением в р. Енисей с востока р. Подкаменной Тунгуски (п. Ворогово) и снова уменьшается до г. Игарка, где опять содержание существенно (в 5 раз) увеличивается (рис. 1). У полыни содержание Cr повышенно в районе г. Енисейска и п. Ворогово (в 2-5 раза) и у г. Игарка (в 4 раза). В листьях тополя резко повышенное содержание Cr отмечается после впадения в Енисей Подкаменной Тунгуски. В целом же содержания рассматриваемого металла в растениях значительно выше, чем оно отмечается обычно в них в промышленных городах.

Подводя итог, можно отметить предварительно следующее своеобразие изучаемой территории.

1. В почвах поймы р. Енисей встречаются повышенные по сравнению со средним содержанием для почв концентрации Cu, Pb и Zn.

2. В илистой фракции донных отложений существенно повышены содержания Cr, Ni, Cu.

3. Особо высокие концентрации в илистой фракции Cu, Ni, Sr, Ba, Ti отмечены в районе Игарка – Дудинка, что, возможно, связано с загрязнением донных отложений при погрузочно-разгрузочных работах в портах.

4. Содержание ряда тяжелых металлов в изучаемых растениях часто соответствует концентрации этих элементов в соответствующих растениях, произрастающих в крупных промышленных центрах или на месторождениях.

5. Для высоких концентраций металлов в растениях характерно довольно четкая корреляция с промышленными центрами: Красноярском и Енисейском (Pb, Zn, Sr, Cu, Cr) и Игаркой – Дудинкой (Pb, Zn, Cu, Cr).

6. Таким образом, несмотря на относительно слабую техногенную нагрузку на большую часть поймы р. Енисей, в различных частях ее ландшафтов повышены содержания ряда тяжелых металлов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕГО ПРИАНГАРЬЯ

В.А. Алексеенко[1], П.Л. Головинский[1], А.Е. Мирошников[3], А.В. Суворинов[2],В.Ф. Теюбова[1]
[1]НИИ Геохимии биосферы, г. Новороссийск
[2]Министерство общего и профессионального образования РФ, г. Москва
[3]КНИИГиМС, г. Красноярск

Оценка состояния окружающей среды рассматриваемого региона была сделана на основании карты геохимических ландшафтов, составленной данным коллективом авторов в масштабе 1:500000. Картографические работы проводились по методике В.А. Алексеенко. Выполнение исследований обусловлено развитием Нижнего Приангарья, как одного из важнейших регионов Сибири с потенциальной нефте-газоносностью и с наличием месторождений рудных и неметаллических полезных ископаемых. Работы проводились в НИИ ГБ и в КНИИГиМС в соответствии с решением научного Совета по программе «Геохимия биосферы» по просьбе Красноярскгеолкома.

Составленная карта дает качественную оценку природных условий региона. Она может и должна использоваться для различных природоохранных целей, для картирования территории по условиям эффективного ведения поисков месторождений полезных ископаемых геохимическими методами, для непосредственного планирования поисковых работ, для проведения мониторинговых исследований. Общая площадь изучаемого региона 410 000 км^2. В настоящее время карта геохимических ландшафтов Нижнего Приангарья готовится к изданию в масштабе 1:1000000. Аналогичные карты по такой же методике составлены под руководством В.А. Алексеенко для юга европейской части России и Украины и изданы ГУГК Совета Министров (1986-1990). Это создало реальную предпосылку для выполнения Евро-Азиатского проекта мониторинга окружающей среды на ландшафтно-геохимической основе (1995).

При составлении таких карт вся система классификации ландшафтов разделяется на ряд таксономических уровней. На каждом из них учитываются определенные ландшафтно-геохимические особенности внешних факторов миграции химических элементов и их соединений. Такая методика дает возможность не только заменять одни уровни другими, но и вводить при необходимости новые (Алексеенко В.А., 1989, 1990). При этом для Нижнего Приангарья, как и для других районов, были систематизированы многочисленные данные о состоянии, антропогенных и природных особенностях региона. Фрагмент карты и схема выделения геохимических ландшафтов приводятся на соответствующих рисунках.

Кратко характеризуя регион в целом, отметим следующее.

1. Техногенные ландшафты с незначительной ролью биологического круговорота элементов занимают всего около 2 % и сосредоточены в основном на юге региона. Они представлены ландшафтами пашен, пастбищ и сенокосов и населенных пунктов.

2. Среди биогенных преобладают ландшафты лесов (около 90 %) и болот (около 8 %). Последние в основном распространены на левобережье Енисея. Лиственничные и сосново-лиственничные леса наиболее характерны для платформенной части региона, елово-кедрово-пихтовые – для Енисейского кряжа, а смешанные сосново-березовые – для юга региона.

3. Для почв (за исключением болот) характерна окислительная кислородная обстановка с преобладанием кислого и нейтрально-щелочного класса водной миграции.

4. По отношению к многолетней мерзлоте (впервые выделяемой как отдельный таксономический уровень) выделены следующие ландшафты: *а* – с отсутствием многолетней мерзлоты, *б* – с развитием прерывистой многолетней мерзлоты и *в* – островного развития многолетней мерзлоты. Первые занимают около 40 % и распространены в лево-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

бережной зоне Енисейского кряжа и на юге региона. Зона прерывистой многолетней мерзлоты распространена преимущественно в правобережье Подкаменной Тунгуски и занимает около 25 % территории. Островная многолетняя мерзлота занимает основную часть платформенного участка и юга Енисейского кряжа (около 35 %).

5. По геоморфологическим особенностям геохимические ландшафты Нижнего Приангарья объединяются в элювиальные, трансэлювиальные, трансаккумулятивные и транссупераквальные. При этом резко преобладают трансэлювиальные, занимающие участки склонов (70 % общей площади).

6. Почвоподстилающие и почвообразующие горные породы отличаются большим разнообразием как по составу, так и по возрасту. В левобережной части Енисея широкое развитие получили терригенные породы кайнозойского возраста; на Енисейском кряже – протерозойские осадочные и метаморфические породы, прорванные кислыми интрузиями; на платформенной части – палеозойские и мезозойские карбонатные, терригенные и карбонатно-терригенные осадочные породы и траппы.

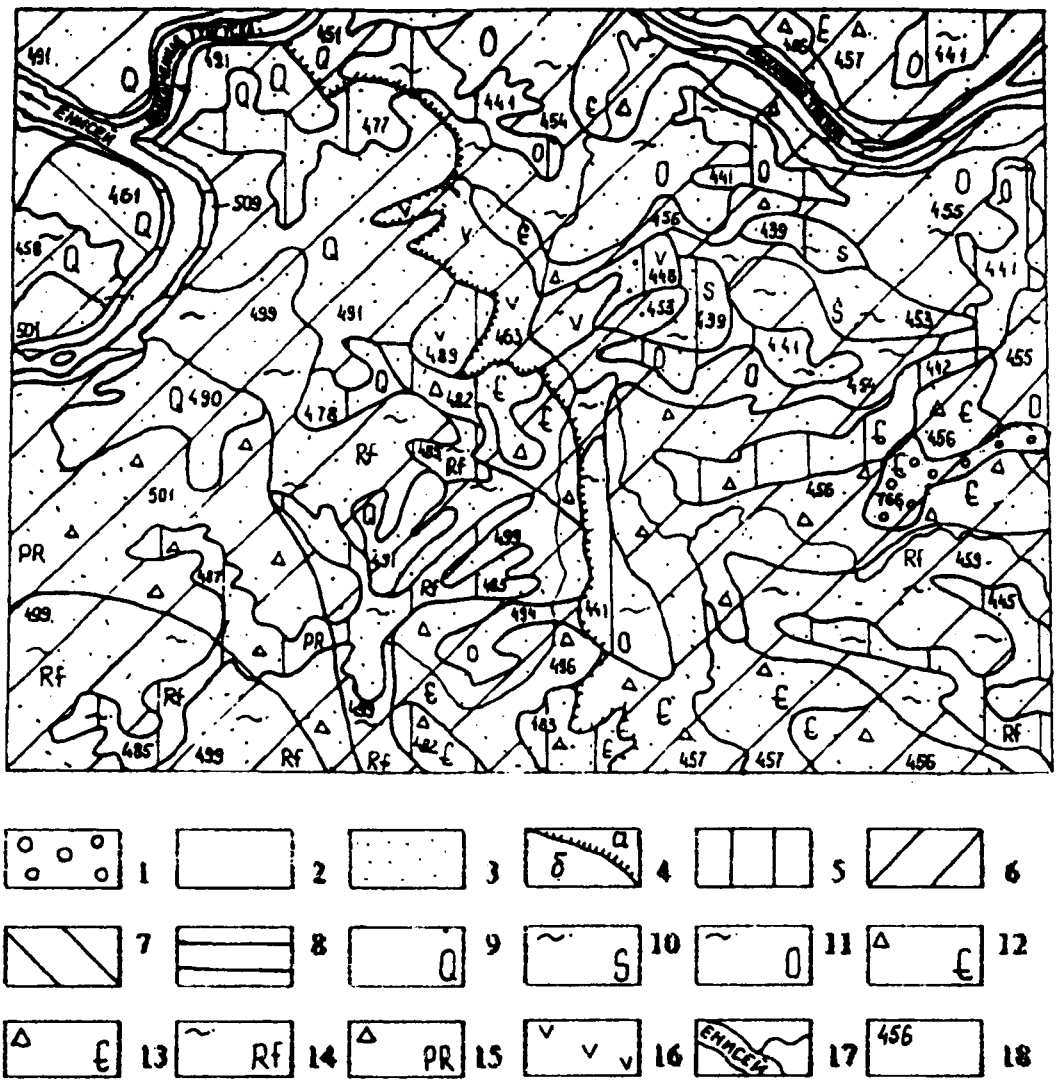


Рис. Фрагмент карты геохимических ландшафтов Нижнего Приангарья

1. Болота 2. Елово-кедрово-пихтовые леса. 3. Кислый класс водной миграции.4: а - зоны развития островной многолетней мерзлоты, б - территории без многолетнемерзлых пород. 5. Элювиальные ландшафты 6. Трансэлювиальные ландшафты 7. Трансаккумулятивные ландшафты 8. Транссупераквальные ландшафты. 9. Терригенные аллювиальные отложения четвертичного возраста 10. Терригенные отложения силурийского возраста 11. Терригенные отложения ордовикского возраста 12. Терригенно-карбонатные отложения кембрийского возраста.13. Карбонатные отложения кембрийского возраста. 14. Терригенные отложения рифейского возраста. 15. Карбонатные отложения протерозойского возраста. 16. Формация траппов. 17. Реки. 18. Номера ландшафтов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Всего на площади 410000 км^2 в результате проведенных исследований выделено около 400 отдельных геохимических ландшафтов с полной характеристикой условий в соответствии с приведенной картой.

ДЕЛЯЩИЕСЯ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОДИЧНЫХ КОЛЬЦАХ ДЕРЕВЬЕВ ПО ДАННЫМ F-РАДИОГРАФИИ

Т.А. Архангельская[1], В.В. Архангельский[1], В.Д. Несветайло[2]
[1]Томский политехнический университет, г. Томск
[2]Томский государственный университет, г. Томск

Годичные кольца деревьев несут информацию об усвоении ими различных химических элементов, в том числе и радионуклидов как природных, так и техногенных. Представляется, что изучение срезов деревьев может дать информацию по динамике геохимической обстановки за определенный период времени. Возможности реализации такого подхода с использованием дендрохронологии показано по району СХК на примере стронция [2], делящихся элементов, углерода и ртути [3].

Для выяснения закономерностей распределения урана (по U^{235}) и других делящихся элементов (Am, Pu, Np и др.) по годичным кольцам деревьев (ель, сосна) в различных районах России и СНГ нами также использовался метод осколочной радиографии (f-радиография). Метод осколочной радиографии с лавсановым детектором, выдерживающим необходимый флюенс 5*10^{16} нейтр/см^2, позволяет определить содержание и характер распределения урана и других делящихся элементов в различных объектах и широко используется при изучении минералов, горных пород, биологических объектов и др. [1,3,4].

Рис. 1. Срез дерева, подготовленный для радиографических исследований

Метод позволяет зафиксировать и визуально наблюдать осколки от деления ядер. При этом на детекторе образуется линейный

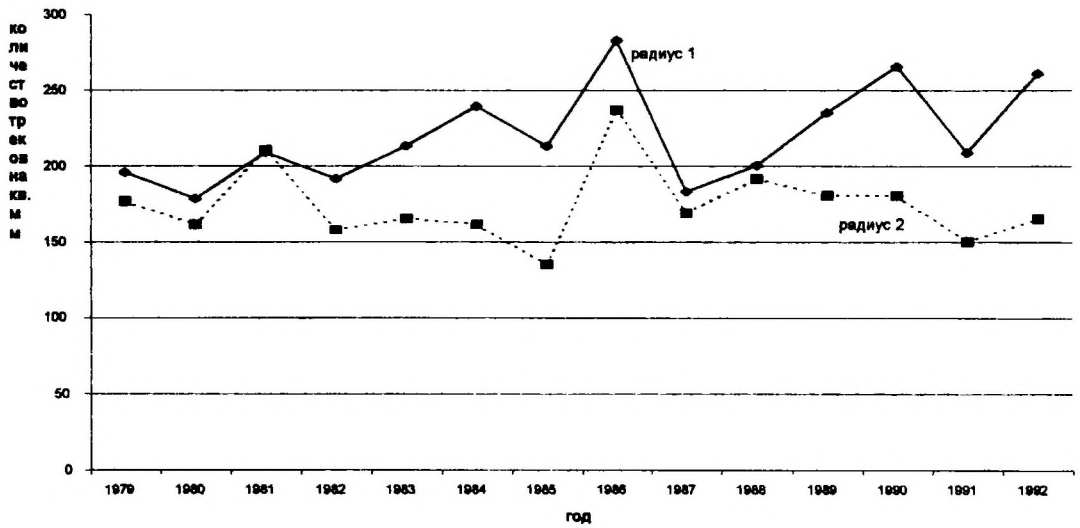


Рис. 2. График распределения треков по годичным кольцам срезов дерева из района расположения Чернобыльской АЭС

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дефект (трек). Количество треков пропорционально содержанию радионуклидов. Кроме количественной характеристики содержания делящихся элементов в образце мы можем визуально наблюдать характер их распределения.

В качестве препаратов использовались срезы деревьев (рис. 1). Поверхность среза покрывалась детектором (лавсаном) и затем он подвергался облучению на исследовательском ядерном реакторе ТПУ. После спада наведенной активности лавсановые пленки протравливались и изучались под микроскопом «Полам» 211-М при увеличении 250 раз.

В качестве исходных материалов нами изучен срез дерева из района Чернобыльской АЭС (по двум радиусам), отстоящим на расстоянии 32 км от реактора. Анализ графиков показывает, что распределение делящихся элементов по годичным кольцам срезов R1 и R2 имеет идентичный характер (рис. 2).

Отчетливо видно, что в годичных кольцах концентрация делящихся элементов увеличивается от колец 1979 года и достигает максимума в кольце 1986 года, после чего заметно характерное увеличение концентрации делящихся элементов в годовых кольцах, соответствующих 1987-1992 годам. Пик 1986 года, вероятнее всего, может быть объяснен аварией 1986 года. Повышенная концентрация делящихся элементов в кольцах в период 1979-1985 годов связано, вероятно, с вводом в действие и увеличением мощности ядерных реакторов.

В качестве фонового среза нами изучались годичные кольца дерева из района па-

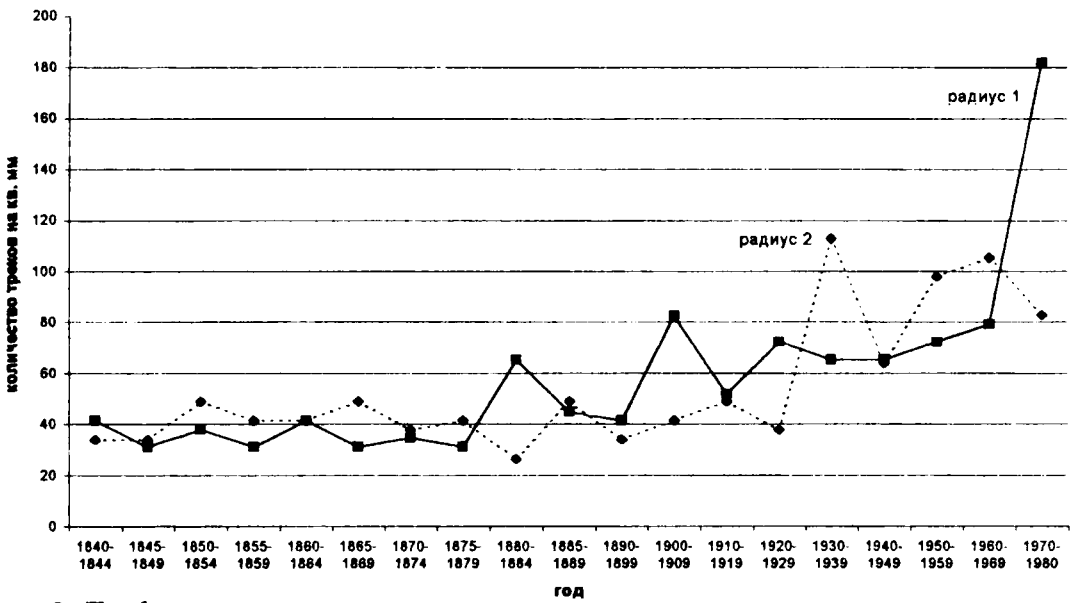


Рис. 3. График распределения треков по годичным кольцам срезов дерева из района падения Тунгусского метеорита

дения Тунгусского метеорита (торфяное болото «Бублик»). Анализ полученного графика (рис. 3) отчетливо показывает тенденцию увеличения уровня накопления делящихся элементов с конца прошлого века ко второй половине XX века, достигая своего максимума в 60-70 годы. Это, вероятно, обусловлено развитием промышленности и сжиганием большого количества топлива (угля, нефтяных продуктов). Значительное увеличение концентрации делящихся элементов в годичных кольцах, начиная с 50-х годов, очевидно, связано с глобальными выпадениями радионуклидов в результате ядерных испытаний в атмосфере. Некоторое смещение границы увеличения концентрации делящихся элементов относительно сроков начала ядерных испытаний, вероятно, может быть объяснено их перераспределением в дереве в процессе роста, хотя этот вопрос требует специального изучения. Полученные результаты не показывают ярко выраженной аномалии в распределении делящихся элементов в период падения метеорита (1908 г.), хотя некоторое повышение фиксируется.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таким образом, уже имеющиеся данные по особенностям распределения делящихся элементов в срезах деревьев из зоны влияния СХК [3] и данные, полученные в результате последних исследований, позволяют утверждать, что применение метода f-радиографии возможно для исследований годичных колец деревьев, как индикаторов загрязнения техногенными радионуклидами. Как видно из проведенных исследований, данная методика позволяет фиксировать как глобальные изменения, связанные с привносом делящихся элементов в окружающую среду (Тунгуска), так и с аварийными ситуациями (Чернобыль).

Литература

1. Берзина И.Г., Герцен Г.П. и др. Выявление радиоактивного загрязнения окружающей среды методом радиографии // Геохимия. – 1993. - № 3
2. Бузынный М.Г., Демчук В.В., Лось И.П., Несветайло В.Д. Особенности распределения Sr^{90} в древесине. // Материалы международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания Человека». – Томск: ТПУ, 1996.
3. Рихванов Л.П. Общие и региональные проблемы радиоэкологии. – Томск.: ТПУ, 1997.
4. Флеров Г.Н., Берзина И.Г. Радиография минералов, горных пород и руд. – М.: Атомиздат, 1979.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА F-РАДИОГРАФИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА И ДРУГИХ ДЕЛЯЩИХСЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ

В.В. Архангельский, Л.П. Рихванов
Томский политехнический университет, г. Томск

Одним из традиционных методов исследования локальной химической неоднородности различных сред является радиография. Различные модификации радиографических исследований применяются сегодня во многих отраслях науки. Одно из направлений применения методов радиографии – это экологические исследования, в том числе исследования характера распределения и поведения радионуклидов, находящихся в различных искусственных и естественных обстановках, в частности в почве [1].

Определение уровня накопления и характера распределения некоторых элементов, и главным образом урана, методом нейтронной активации с регистрацией треков от осколков деления (метод f-радиографии) находит все большее применение в работах различных исследователей [1, 3, 4, 5] в связи с высокой чувствительностью метода.

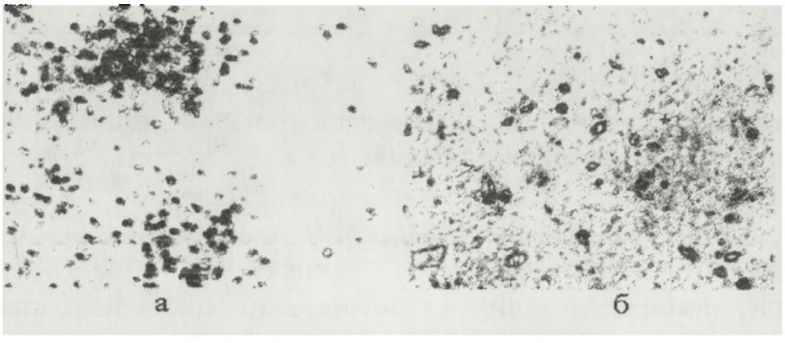


Рис. 1. Распределение делящихся элементов в почве: а) неравномерное б) равномерное
Увеличение 200 раз.

Принято считать, что в естественных природных средах f-радиография дает информацию о количестве и характере распределения урана по его единственному деляще-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

муся изотопу U^{235}, который находится в строгом соотношении в природных условиях с U^{238} (U^{238}/U^{235}=137,8). Нами была предпринята попытка применения метода f-радиографии для изучения особенностей распределения урана и, возможно, других делящихся элементов (Am, Pu, Np и др.) в почвах южной части Томской области. Это особенно актуально в связи с тем, что на изучаемой территории находится Сибирский химический комбинат (СХК), в результате деятельности которого эти компоненты могут поступать в почву. В этом случае метод f-радиографии выступает как интегральный показатель присутствия как природного урана (U^{235}), так и техногенных радионуклидов (U^{235}, Am, Pu, Np и др.)

Исследования с помощью f-радиографии применялись в пробах почв из ряда населенных пунктов Томской области, а также в нескольких пробах, отобранных из зоны влияния СХК (по «розе ветров»). Проведенные исследования показали, что делящиеся элементы имеют два типа распределения в почве: 1) неравномерное с большим количеством «звезд» и сгустков (рис. 1а); 2) равномерное (рис. 1б)

Подсчитав количество «звезд» и равномерно распределенных треков на условную единицу площади, было выяснено, что количество равномерно распределенного делящегося изотопа, например U^{235}, для которого характерно равномерное однородное распределение треков (рис. 1б) у различных образцов варьирует в небольших пределах (от 5 до 19) и соответствует содержанию урана в почвах от 0,7 до 2,8 мг/кг. Это говорит об идентичности распределения равномерно рассеянного урана в почвах различных образцов (рис. 2). Об этом также свидетельствует и небольшой разброс значений содержания урана в изу-

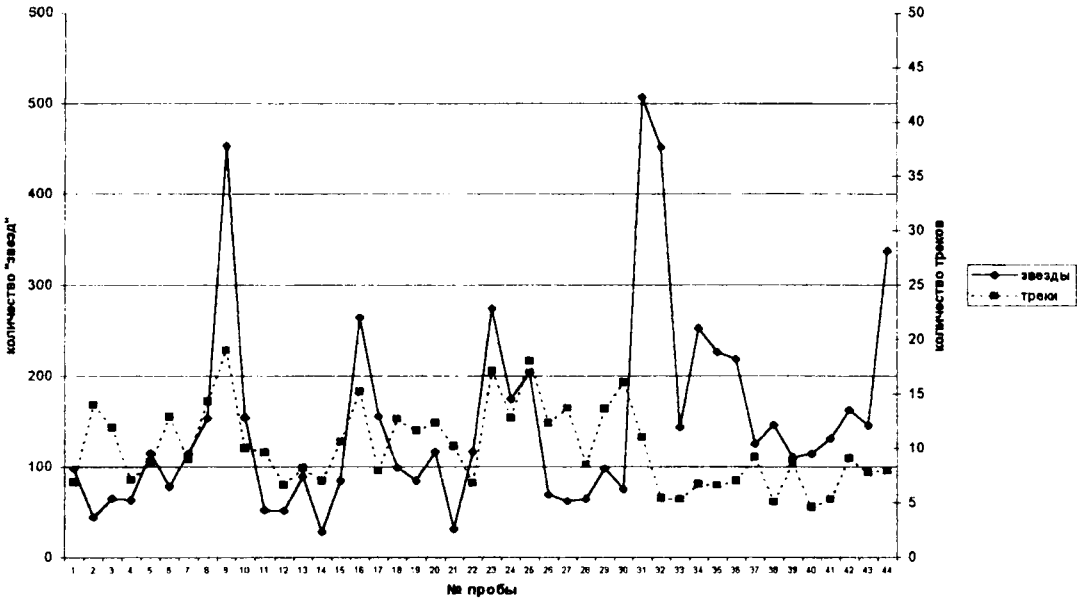


Рис. 2. Распределение равномерно рассеянных, как правило, одиночных треков и «звезд» в почвах некоторых районов Томской области (по данным f-радиографии)

чаемых пробах по данным гамма-спектрометрии. Плотность следов от осколков деления ядер на детекторе, как правило, находится в соответствии с содержанием урана, определяемого методом гамма-спектрометрии. Так, среднее расчетное содержание урана в почвах по данным f-радиографии составляет 1,7 мг/кг, а его среднее измеренное содержание 1,9 мг/кг.

В то же время, в ряде случаев, наблюдается весьма сильная вариация количества «звезд» в изучаемых образцах (рис. 2). Разброс значений количества «звезд» составляет от 28 до 510. Это может быть обусловлено как наличием в почве большого количества обогащенных ураном минеральных микровключений, так и техногенным загрязнением, связанным с деятельностью СХК. При этом измеренное валовое содержание урана в иссле-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

дуемых образцах, как правило, существенно не различается, что, на наш взгляд, исключает естественную природу происхождения данной формы нахождения урана.

В пользу техногенной природы аномального распределения делящихся элементов в изучаемых почвах говорит то, что пробы с максимальным количеством «звезд» (№ 31, 32, 34, 35, 36) расположены в непосредственной близости от СХК по «розе ветров». В этом же направлении ранее было установлено нарушенное отношение U^{238} к U^{235} [3]. О присутствии других делящихся элементов в пробах и о их вкладе в образование большого количества "звезд" можно судить по пробе донных осадков (№ 44), которая была отобрана из устья р. Ромашка, в которую производится сброс загрязненных технологических вод СХК. В данной пробе инструментально было установлено присутствие Am^{241}, Pu^{239} в количествах 3 и 30 Бк/кг соответственно.

Природу аномалии делящихся элементов, образующих «звезды» в почвах д. Филимоновка (проба № 9), д. Семеновка (проба № 16), и д. Коломенские Гривы (пробы № 23-25) объяснить сложно, это требует специального рассмотрения.

Литература

1. Берзина И.Г., Герцен Г.П. и др. Выявление радиоактивного загрязнения окружающей среды методом радиографии // Геохимия. – 1993. - № 3
2. Левицкий В.М., Вертман Е.Г. Определение изотопного состава урана методом запаздывающих нейтронов в объектах окружающей среды // Материалы международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». -Томск: ТПУ, 1996
3. Рихванов Л.П., Сарнаев С.И., Вертман Е.Г. Повышение эффективности минералого-геохимических исследований на основе использования методов радиографии // Авторадиографический метод в научных исследованиях. – М.: Наука, 1990.
4. Флеров Г.Н., Берзина И.Г. Радиография минералов, горных пород и руд. – М.: Атомиздат, 1979.
5. Щуколюков Ю. А. Деление ядер урана в природе. – М.: Атомиздат, 1970

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ В РЕКРЕАЦИОННОЙ ЗОНЕ ШИРИНСКОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

А. Л. Архипов, Н. В. Полех
Томский госуниверситет, г. Томск

Рекреационная зона Ширинского района включает в себя преимущественно прибрежные участки озёр Шира, Иткуль, Беле, Шунет, Тус, Фыркал. На оз. Шира имеется курорт, а на других озёрах района преобладают "дикие" пляжи. В настоящее время места отдыха строго определены лишь для озёр Шира, Иткуль, Беле и Тус.

Отдыхающие наносят большой вред природным комплексам озёр. При антропогенном воздействии сильно изменяется растительный покров, водный режим, ухудшаются физико-химические свойства почв, появляются новые элементы в геохимических процессах и круговоротах. Загрязнение почв и водоёмов обусловлено также смывом с близрасположенных полей.

Анализу подверглись данные по обработанным пробам почвогрунтов и донных отложений бассейнов следующих озёр: Беле, Шунет, Фыркал, Тус, Утичье-3. Отобранные при участии авторов пробы (общее количество 450 шт.) проанализированы полуколичественным спектральным анализом в лаборатории ГГП "Берёзовгеология" г. Новосибирска. В качестве критериев опасности загрязнения почв взяты ПДК токсичных веществ в почве, установленные в настоящее время для валового содержания металлов [2, 3]. При оценке загрязнения почвы элементами, для которых ПДК не разработаны, сравнение уровней загрязнения проводилось с фоновыми содержаниями металлов (Ф) в почвах мира [1].

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Сравнение уровня загрязнения донных осадков проводилось с фоновым содержанием элементов (Ф) [3].

Из элементов первой группы опасности по ГОСТ 17.4.1.02-83 [3] в нашем распоряжении имеются данные по содержанию Pb, Zn, As. Концентрация в пробах почвогрунтов цинка и свинца имеет среднее значение в 0,5-0,7 ПДК, при максимальном - 1,4 ПДК. В донных отложениях содержания этих элементов не превышают фонового, за исключением одной пробы из р.Туим, где концентрация свинца достигает 5Ф. Отдельно следует сказать о загрязнении мышьяком. Повышенное содержание этого элемента было обнаружено в двух пробах, отобранных севернее оз.Шунет в пределах зоны ограниченной хозяйственной деятельности. Здесь содержание мышьяка составило 4 ПДК. Следует отметить и одну пробу с оз.Утичье-3, где содержание As составило 0,5 ПДК. Загрязнение почв мышьяком, по-видимому, связано с использованием удобрений (фосфатных или азотных) [1].

Для элементов второй и третьей групп опасности (Co, Ni, Mo, V, Cu, Mn) средние содержания составляют 0,5-0,7 ПДК при максимальных значениях 1,6-2,0 ПДК. Наиболее сильно почвы загрязнены никелем, т. к. ¼ всех проб имеет значения 1,0-1,6 ПДК. Для этой группы элементов содержание в донных осадках составляет 1Ф, а в реке Туим содержания меди и молибдена достигают 3,5-4 ПДК. Содержание бария в почвах 0,9Ф, при максимуме 3Ф. Обращает на себя внимание повышенное содержание стронция. Так, средняя концентрация этого элемента в почвах составила 1 ПДК, а в донных отложениях 1-5 Ф. Максимальные концентрации стронция были выявлены при детальном опробовании северной части оз. Тус и составили 16,7 ПДК в почвах, а в донных отложениях среднее – 19Ф (максимальное 67Ф).

Для других элементов (Ag, U, Th, Sn, Ga, Sc, P, Ti, Zr, Nb, Li, Y, Be) средние содержания в почвогрунтах составляют 1,0-1,3Ф. Максимальные значения для олова – 18Ф, для фосфора и лития – 4,3Ф, для других элементов – 2,0-2,7Ф. В донных отложениях среднее содержание составляет 1,0-1,5Ф.

В таблице указаны загрязняющие озёра элементы с концентрациями, значительно превышающими фоновое содержание.

Количество проб	Озёра	Элементы	Содержание элементов	
			Среднее	Максимальное
67	Шунет	As	0,2 ПДК	4 ПДК
		Mo	0,76 ПДК	2 ПДК
		V	1 ПДК	2,7 ПДК
		Cu	0,6 ПДК	1,7 ПДК
92	Тус	Sr	2 ПДК	16,7 ПДК
173	Беле	Zn	0.7 ПДК	1,4 ПДК
		Ni	0,7 ПДК	1,6 ПДК
45	Утичье-3	As	0,05 ПДК	0,5 ПДК
		V	1,25 ПДК	2 ПДК

Загрязнение почв мышьяком, свинцом, цинком, по-видимому, имеет техногенный характер. Повышенные концентрации стронция и лития, по нашему мнению, обусловлены специфическими особенностями среднепалеозойского седиментогенеза, имеющего аридный характер, а молибден, ванадий и медь могли заимствоваться из коренных пород в процессе почвообразования.

Литература

1.Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 439с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2.Рихванов Л.П. и др. Содержание тяжёлых металлов в почвах. Учебное пособие. – Томск: изд. ТПУ, 1993. – 84с.
3.Экогеохимия Западной Сибири. Тяжёлые металлы и радионуклиды/ РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии; Науч. ред. чл.- кор. РАН Г.В.Поляков. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 248 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА, РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ И ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ МОНИТОРИНГА

В.И. Бгатов, Н.А. Лизалек, Н.М. Кужельный
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

С момента зарождения жизни на Земле геологическая среда – опорный экологический компонент всех живых организмов. Появление, расцвет и экспансия жизненных пространств организмами, затем угасание, вымирание, появление новых – закономерно, поскольку в процессе развития Земли изменяются геологические факторы жизнеобеспечения, прежде всего растительных организмов, которые являются автотрофами и полностью зависят от среды обитания. Жизнь и развитие гетеротрофных организмов через пищевую цепь зависимы от условий развития и плотности населения автотрофов, их биомассы и в конечном итоге также от геологической среды.

Производителем минеральной пищи живых организмов является поверхностная пленка континентов – зона минерального питания (ЗМП) растений. Она представляет собой продукт взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы и прекращает свое существование, как только оказывается за пределами воздействия любой из указанных геосфер. В ней происходят геохимические и биогеохимические реакции, в результате которых создается минеральная пища для живых организмов, а также реакции нейтрализации и разбавления веществ, поступающих из космоса и техногенным путем.

Строение и состав ЗМП определяются историей геологического развития района. Тектоническими движениями обусловливаются мощность и вещественный состав пород ЗМП, размещение дрен и зон фильтрации, по которым осуществляется проникновение на глубину гравитационных вод, разгрузка глубинных растворов и газов. Геоморфологические обстановки предопределяют гидрологический режим ЗМП – интенсивный дренаж или обводнение. На химический состав поровых растворов большое влияние оказывают неглубоко залегающие грунтовые воды и разгрузка минерализованных растворов из глубоких водоносных горизонтов. Велико значение в формировании гидрогеохимической среды ЗМП литолого-минералогического состава слагающих ее пород – основных поставщиков химических элементов для минерального питания растений. Этим и обусловлено совпадение (при прочих равных условиях) границ распространения фитоценозов с границами литологических формаций. Известны растения–концентраторы, произрастающие только на породах, обогащенных определенными элементами (литиевая, галофитная, кальциевая, кремниевая и другая флора). Основными геохимическими реагентами, воздействующими на минеральную составляющую подпочвенных пород и почв, являются поровые растворы и подземная атмосфера. Газовая фаза ЗМП участвует в окислительно-восстановительных реакциях и формировании щелочно-кислотных условий среды. Большую роль в формировании газового поля ЗМП, помимо атмосферы воздуха и процессов окисления органических веществ, играет дегазация земных недр. Имеются данные о поступлении в ЗМП углекислого газа из недр и расходовании его на углеродное питание растений. Термический режим ЗМП (влияющий на продолжительность вегетации растений) зависит, кроме климатических условий, от геотермического фактора – теплового поля Земли и многолетней мерзлоты. Наиболее ярко воздействие теплового поля проявилось

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

в зоне Байкальского рифта, где известна четко выраженная тепловая аномалия. В этом районе известны десятки эндемических растений, сохранившихся с четвертичного и даже палеогенового периода. Влияние многолетней мерзлоты на состав и продуктивность биоценозов хорошо известны.

В результате эволюционно сложившегося обмена веществ растения получают нужное для жизнеобеспечения минеральное питание из жидкой фазы ЗМП. Показателями гидрогеохимических обстановок ЗМП, контролирующих видовой состав растительности, являются содержание в породах подвижных форм химических элементов, доступных для питания растений, а также кислотность пород. Поэтому важнейшей задачей мониторинга геологической среды ЗМП является прослеживание во времени изменения в породах состава поровых растворов, водорастворимых солей и обменного комплекса катионов. Причем не имеет значения, что является причиной такого изменения: естественные процессы или техногенез.

Изучение подвижных форм элементов раскрывает новые возможности в реконструировании современных геологических процессов преобразования пород – гидрологического режима ЗМП, выщелачивания и гидролиза алюмосиликатов (формирование современного элювия) или обводнения и засоления пород (наложенной минерализации). Устанавливаются также зоны разгрузки минерализованных вод из глубоких водоносных горизонтов. Появление в составе подвижных комплексов техногенных элементов выше фоновых значений – признак начала деградации природных ландшафтов. Мониторинг геологической среды ЗМП должен проводиться для территорий промышленных узлов, сельскохозяйственных районов, горнодобывающих и нефтеперерабатывающих предприятий. Полученные результаты в форме, пригодной для компьютерной обработки, необходимо концентрировать в банке данных при областных экологических комитетах и Российской Федерации в целом, что позволит контролировать экологическую обстановку на региональном и федеральном уровнях.

ХИМИЧЕСКОЕ И ТЕПЛОВОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПРОМПЛОЩАДКЕ КРАСНОЯРСКОЙ ТЭЦ-2

О.М. Богомазова, А.Ю. Озерский, А.Н. Сорокин, И.Н. Целюк
АО "Красноярскгеология", г. Красноярск
Красноярский межрайонный комитет по охране окружающей среды, г. Красноярск

В последние годы постоянно возрастают экологические требования, предъявляемые к теплоэнергетике природоохранными органами. Одно из требований относится к необходимости экологического мониторинга подземных вод. До начала 1990 годов контроль за подземными водами осуществлялся согласно «Правилам технической эксплуатации электрических станций и сетей», утвержденных Минэнерго в 1989 году. В наши дни многие положения этих «Правил...» устарели и не соответствуют современному законодательству в сферах недропользования и охраны природы. Основное несоответствие заключается в том, что «Правила...» предусматривают технологический (состояние гидротехнических сооружений, подтопление и т.п.), а не экологический контроль состояния подземных вод.

Красноярская ТЭЦ-2 - одно из первых теплоэнергетических предприятий в Красноярском крае, начавшая работы экологического мониторинга. В настоящее время на промплощадке ТЭЦ наблюдения ведутся на 20 скважинах. Это самая большая режимная сеть среди теплоэнергетических предприятий края, поддерживаемая в технически исправном состоянии. Один раз в полугодие проводятся чистки скважин буровым инструментом,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

их промывки и прокачки, ремонты неисправных скважин.

Проведение регулярных наблюдений за состоянием подземных вод осуществляется с 1991 г. В состав работ входят измерения уровня и температуры воды, отбор гидрогеохимических проб. АО "Красноярскгеология", приступившая к этим работам в 1996 году, исследует содержания токсичных элементов, согласно схеме контроля, разработанной Красноярским межрайонным комитетом по охране окружающей среды.

Золоотвал Красноярской ТЭЦ-2 расположен в бывшем карьере строительных материалов, разрабатывавшем девонские известняки, площадью около 30 га. Золоотвал расположен гипсометрически выше промплощадки ТЭЦ, и при его строительстве не была выполнена гидравлическая изоляция днища и бортов карьера, в результате чего из отвала происходит фильтрация зольных вод в подстилающие отвал аллювиальный и девонский водоносные горизонты. Фильтрация из отвала имеет тенденцию к снижению расхода во времени: в 1991 году ее расход оценивался в 6500 $м^3$/сут, в 1992 году - в 4500 $м^3$/сут, а в 1996 расход снизился до 1600 $м^3$/сут. Это вызвано возрастающим заполнением емкости отвала золошлаками, кольматацией парового пространства кальцитом, выпадающим из зольной воды, а также снижением градиента напора в связи с прогрессирующим удалением контура влияния от бортов отвала. Помимо фильтрации из отвала имеют место утечки технологических вод на самой промплощадке, проявляющиеся в виде "куполов" на карте гидроизогипс.

Фильтрация из золоотвала, наряду с утечками из технических систем ТЭЦ приводят к химическому загрязнению подземных вод, причем загрязнение вызывается преимущественно микрокомпонентами (табл. 1). Формирование состава зольных вод обусловлено, главным образом, химической реакцией взаимодействия с водой свободного оксида кальция, присутствующего в золе в содержаниях до 10-12 %. В результате пульпа системы гидрозолоудаления имеет гидроксильный кальциевый состав и минерализацию до 3-5 г/л. После сброса пульпы в отвал происходит ее взаимодействие с углекислотой атмосферы, сопровождающееся осаждением кальцита. Осаждение кальцита приводит к снижению минерализации и формированию гидрокарбонатно-сульфатных натриевых вод. В итоге в золоотвале и в его водной среде господствуют два мощных геохимических барьера: щелочной и сульфатный, благодаря которым сдерживается техногенная миграция токсичных металлов, присутствующих в золе.

Таблица 1. Показатели химического загрязнения подземных вод промплощадки Красноярской ТЭЦ-2, мг/л

Компоненты	Среднее арифметическое	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Частота превышений над ПДК , %%
Алюминий	2,8	7,8	0,05	31,0	47
Железо общее	0,46	0,51	0,08	2,13	47
Барий	0,75	1,53	0,01	4,85	20
Литий	0,81	1,59	0,06	5,34	60
Марганец	0,14	0,32	0,01	1,25	13
Минерализация	632	688	120	2660	13
Нефтепродукты	1,7	3,08	0,03	12,4	87
Титан	0,08	0,09	0,01	0,42	13
Фенолы	0,0017	0,0033	<0,001	0,0096	13
Фтор	0,68	0,26	0,29	1,2	0

Оценка экологической опасности загрязнения водной среды различными элементами осуществлялась на основе совместного рассмотрения встречаемости (частоты появления) концентраций, превышающих предельно допустимые концентрации (ПДК) и ин-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

тенсивности загрязнения. Встречаемость является вероятностной характеристикой и может сама по себе количественно характеризовать вероятность возникновения загрязнения. Интенсивность загрязнения определялась нами как отношение максимальной концентрации элемента к его ПДК в воде.

В результате было выявлено, что основная экологическая опасность создается литием, нефтепродуктами, алюминием и железом. Все эти компоненты имеют высокую встречаемость концентраций; превышающих ПДК, а абсолютные концентрации достигают аномально высоких значений. Для осаждения этих компонентов щелочной и сульфатный барьеры малоэффективны. При этом загрязнение наиболее опасными литием и алюминием связано с загрязнением площадки ТЭЦ отходами химико-металлургического производства, сваливавшимися на площадке еще до строительства электроцентрали. Загрязнение водной среды за счет минерализации и типичных элементов золошлакового генезиса (бария, марганца, титана) не несет существенной экологической опасности - превышения над ПДК редки, а интенсивность загрязнения велика только для бария. Барий имеет высокие содержания в золе, но его водная миграция сдерживайся сульфатами.

Кроме химического, в центре промплощадки ТЭЦ выявлено тепловое загрязнение, проявляющееся в двух скважинах. Отмечено прогрессирующее повышение температуры с 19 – 49 °С (в 1994 году) до 44 – 58 °С (в 1996 году).

Факторным анализом результатов лабораторных определений макро- и микрокомпонентов были выявлены три ассоциации, обособляющиеся в различных факторах (табл. 2).

Ассоциация первого фактора показывает, что повышенная минерализация обусловлена преимущественно накоплением в водах ионов хлора и кальция. Второй фактор отражает различные механизмы водной миграции железа и магния. Магний обычно отсутствует в зольных водах, осаждаясь на щелочном барьере, однако гидроксил-ион не препятствует миграции железа. В третьем факторе объединены нетипичные для вод золоотвалов алюминий и литий, что подтверждает нашу точку зрения об ином их источнике происхождения, связанном с отходами химико-металлургического производства.

Таблица 2. Результаты факторного анализа данных химического состава подземных вод

Компоненты	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Алюминий	-	-	0,70
Железо общее	-	0,73	-
Кальций	-0,84	-	-
Литий	-	-	0,76
Магний	-	-0,71	-
Минерализация	-0,81	-	-
Хлориды	-0,79	-	-
Вклад фактора, %	26,2	18,2	12,2

Примечание: в таблице приведены только значимые факторные нагрузки.

Нефтепродукты не вошли ни в один из факторов. Тем не менее, корреляционным анализом выявлены значимые положительные связи с кальцием (r=0.8), алюминием (r=0.75), бериллием (r=0.58) и хлоридами (r=0.55). Присутствие в этой группе кальция и хлоридов показывает пространственную или генетическую связь нефтепродуктов с общим загрязнением подземных вод (с ассоциацией первого фактора). Алюминий и бериллий - типичные компоненты отходов химико-металлургического производства. Вероятно промплощадка, зона аэрации и подземные воды были загрязнены нефтепродуктами еще до строительства ТЭЦ-2, когда территория эксплуатировалась другим предприятием.

Таким образом, химическое загрязнение подземных вод промплощадки Краснояр-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ской ТЭЦ-2 вызвано следующими причинами:

1) загрязнением промплощадки промышленными отходами химико - металлургического производства, возникшим еще до строительства теплоэлектроцентрали;

2) отсутствием противофильтрационного экрана в ложе и бортах золоотвала;

3) утечками технологических вод.

Наибольшая опасность загрязнения водной среды создается за счет первой причины. Первая и вторая причины вызваны исключительно недочетами проектирования объекта, не предусмотревшими инженерную подготовку (очистку территории) и гидравлическую изоляцию золоотвала. Третья причина вызвана эксплуатационными нарушениями. Ее роль в химическом загрязнении невелика, но она приводит к тепловому загрязнению и потерям необходимого городу тепла.

ОБ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИЯ

И.И. Вишневецкий
Госкомитет по охране окружающей среды Республики Хакасия, г. Абакан

Разрозненные исследования, проводимые различными организациями в отдельных районах и на отдельных промышленных объектах, не дают целостной картины об экологическом состоянии территории Республики Хакасия. С этой целью Госкомитетом по охране окружающей среды и Томским государственным университетом в 1997 году начаты работы по оценке состояния природных ресурсов Республики. Программа работ рассчитана до 2000-го года и предусматривает комплексные исследования экологических особенностей Республики Хакасия с целью составления Экологического атласа и объяснительной записки к нему.

Территория Республики условно разделена на две зоны - степную (холмисто-равнинную) и горную. Основное внимание будет уделено изучению экологической ситуации в наиболее освоенной степной зоне, где проживает большая часть населения и степень хозяйственной освоенности которой достаточно высока. Горная часть Хакасии будет изучена по разреженной сети наблюдений, которая подлежит сгущению лишь в участках интенсивной добычи полезных ископаемых (Абаза, Вершина Теи и др.) и лесоразработок, района падения ступеней космических объектов. При проведении работ предусматривается максимальное использование информации, хранящейся в фондах различных организаций (в комитетах земельных ресурсов, Хакасгеолкоме, Госсанэпиднадзоре, станции агрохимслужбы и др.), и привлечение сотрудников этих организаций к решению тех или иных задач.

При составлении блока базовых карт намечается широкое использование материалов аэрокосмических съемок, а также научных разработок ученых Томского государственного, Томского политехнического, Красноярского и Хакасского университетов, сотрудников Хакасгеолкома, Госкомэкологии, академических и отраслевых НИИ.

Составление карт геоэкологического содержания потребует не только отбора значительных объемов проб почвогрунтов, донных осадков, воды и пр., но и проведения массовых аналитических исследований. Значительное внимание планируется обратить на изучение и картографирование наиболее опасных антропогенных и техногенных изменений геологической среды - ветровой и водной эрозии почв, процессам засоления, опустынивания, загрязнения поверхностных и подземных вод, а также оконтуривание отложений, возникших при участии быстропротекающих геологических процессов (оползни, обвалы, просадки и др.).

(1:200000 и 1: 25000 - в ключевых участках) с пояснительными записками. Планируется представить пять базовых (ландшафтная, геоморфологическая, литолого- петрографическая, почвенная, гидрогеохимическая) и 4 геоэкологические карты (функционального зонирования, эколого-геологических условий, оценки эколого-геологической опасности) и другие специальные карты (в том числе впервые - геопатогенных зон Республики и отдельных городских агломераций), а также схему районирования территории Республики по экологическому состоянию окружающей среды.

В Атласе будут использованы также данные об экологической ситуации в промышленно-городских агломерациях и в основных горнорудных районах Хакасии, частично полученные в результате комплексных исследований сотрудниками Госкомэкологии, геофизической экспедиции, ГП «Березовгеология» и др.

ТОРИЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ - ИСТОЧНИК РАДИОАКТИВНОЙ ОПАСНОСТИ В ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНАХ (ПРОБЛЕМА СООТНОШЕНИЯ ПРИРОДНОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ РАДИАЦИИ)

Ю.И. Демин, Т.А. Филицина, М.Ю. Промыслова
МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

В 80-ых годах сотрудники кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ впервые обнаружили торийсодержащую интенсивно радиоактивную редкоземельную минерализацию в промышленных рудах и горных породах в густонаселенных регионах России и Казахстана. Впоследствии этот факт был неоднократно подтвержден.

На рис. 1 и 2 представлены фотографии типичных форм выделения радиоактивных ториевых минералов в сульфидных рудах Алтайских полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Рис. 1 Кайма монацита (2) вокруг ортита (1) и пирротина в халькопирит-пирротиновой руде (3) Новоберезовского месторождения (Рудный Алтай)
а – изображение в обратно-рассеянных электронах, б – в лучах Th La

После катастрофы на Чернобыльской АЭС стали частично гласными сведения о районах других АЭС, атомных полигонов и хранилищ радиоактивных отходов Семипалатинска, Невады, Новой Земли, Лоб-Нор, об уральских хранилищах радиоактивных отходов "Маяк" и "Челябинск - 65", а также о "желтых детях Алтая" и иных "лучевых проблемах" бывшего СССР. Позднее, когда нам удалось установить радиоактивную ториевую минерализацию на обширных промышленно освоенных территориях и на широком круге эксплуатирующихся рудных месторождений, было осмыслено и экологическое значение этого научного факта.

Поэтому возникают очевидные вопросы: 1) во всех ли лучевых бедах повинна тех-

ногенная радиация, связанная с атомными станциями, полигонами и хранилищами радиоактивных отходов; 2) насколько велика опасность природной радиации по сравнению с техногенной.

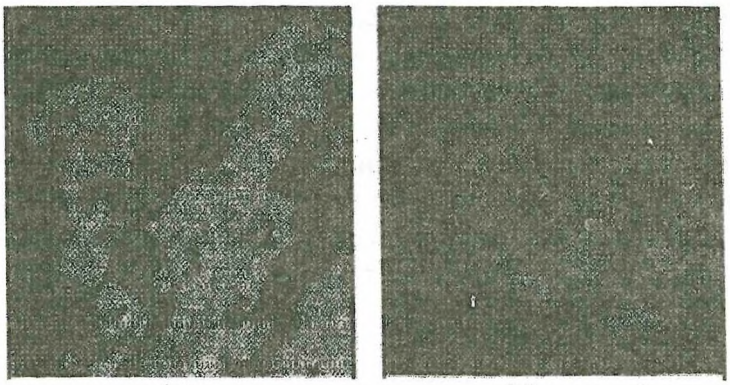


Рис. 2 Кайма монацита (3) вокруг халькопирита (2) в сульфидной руде Березовского месторождения (Рудный Алтай) а – изображение в обратно-рассеянных электронах, б – в лучах Ce La

Сравнивая выявленные нами за 10-летний период исследований ареалы развития радиоактивной редкоземельной минерализации на Алтае с установленными фактами лучевых заболеваний, мы пришли к выводу, что эти заболевания скорее связаны с естественной природной радиоактивностью горных пород, а также рудных тел шахт, карьеров, где работает население, чем с испытаниями на атомных полигонах Семипалатинска (Казахстан) и Лоб-Нор (Китай) и хранилищами радиоактивных отходов. Авторы настоящей работы утверждают, что природная радиоактивность скальных и рыхлых грунтов во многих городах и поселках Алтайского края России и особенно в сопредельной с Россией восточной части Казахстана в 5-15раз выше, чем в ста метрах от Семипалатинского полигона и, тем более, в любом из близлежащих населенных пунктов включая сам г. Семипалатинск. Кстати, районы высокой рождаемости "желтых детей"- главная экологическая проблема региона - находятся на очень большом удалении от полигона и хранилищ радиоактивных отходов.

Имея на руках указанные сведения, можно говорить, что жить во многих частях Алтайского края России и Восточного Казахстана не менее опасно, чем в непосредственной близости от атомного полигона или в зонах радиоактивного загрязнения, связанных с Чернобыльской катастрофой (Суражский, Новозыбковский районы Брянской области - здесь мы также сделали собственные радиометрические измерения). Работа же горняка и геолога на месторождениях с радиоактивной торийсодержащей рудой сравнима с работой ликвидатора на аварийном блоке атомной станции, т.к. уровень радиации здесь на порядок выше, чем в некоторых селах Брянской области, уже признанных зонами радиоактивного заражения и экологического бедствия. Эти радиоактивные аномалии по нашим данным однозначно связаны с ториевой редкоземельной минерализацией в добываемой руде, а уровень радиации на многих рядом расположенных месторождениях Казахстана и России еще выше, чем в изученных эксплуатационных блоках. Такая же ситуация характерна для ряда рудодобывающих районов Урала.

Основными минералами-концентраторами тория в нашем случае являются монацит - фосфат редких земель - (Ce, La, Sm..,Th) [(P, Si) O_4], содержащий до 15% ThO_2, карбонаты типа бастнезита и паризита. Монацит очень устойчив при механическом и химическом разрушении. В связи с этим он накапливается в морских россыпях и речных долинах (в дресве и щебенке), где особенно часто строят города и поселки.

Очевидно, что здесь будет возрастать и природная радиоактивность. С другой стороны, соединения тория и редкоземельных элементов с углекислотой - карбонаты, имеющие общую химическую формулу (Ca,Ce,La,Th)[CO_3], напротив, легко растворяются даже атмосферными осадками и могут попадать в техническую и питьевую воду, делая ее радио-

активной. Смысл основной рабочей гипотезы происхождения установленных нами природных концентраций редких земель (Ce, La, Sm и др.) и тория на примере Алтая отражен на рис. 3. На этой схеме показано, что эти элементы поступали в области их современного развития (гг. Зыряновск, Горняк) из глубинных очагов по разломам вместе с лавами в период древнего вулканизма в девонскую эпоху (360 млн. лет назад). Вместе с вулканами на Алтае и Урале в это время образовались многочисленные крупные месторождения руд цветных металлов. В периоды последующей складчатости и мощного регионального и контактового метаморфизма редкоземельная ториевая минерализация подверглась интенсивным преобразованиям, выразившимся, в первую очередь, в укрупнении минеральных индивидов и, вероятно, в возрастании в них содержаний тория. Такие явления отчетливо проявлены в метаморфическом зональном комплексе Иртышской зоны смятия, сформировавшейся в карбоне при надвигании Рудного Алтая на Калбу (жирная черная стрелка).

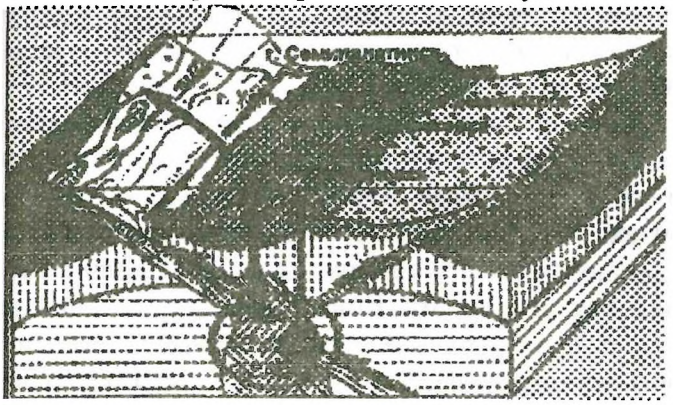


Рис. 3 схема образования редкометалльно-ториевой минерализации на Рудном Алтае

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке НТП «Университеты России» (направление «ГЕОМОДЕЛЬ»).

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦЕНТРАЛЬНИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Е.М. Дутова
Томский политехнический университет, г. Томск

Центральнинский рудный район расположен в условиях горно-таежного ландшафта Кузнецкого Алатау и характеризуется наличием месторождений сульфидно-золото-кварцевой формации. Район приурочен к гранитоидному массиву, который имеет отчетливо выраженное концентрически зональное строение. Периферийная часть массива сложена породами повышенной основности (диоритами, кварцевыми диоритами), центральная - более кислыми породами (гранитами, гранодиоритами). Золотоносные жилы района сопровождаются зонами березитизации. Основным минералом руд, концентрирующим золото, является пирит.

На площади порядка 200 км^2 нами была проведена гидрогеохимическая съемка масштаба 1:50000, в процессе которой пробы отбирались из родников подземных вод, мелких водотоков, скважин и горных выработок. Опробование проводилось в летнюю межень, когда в пределах гидрогеологических массивов речной сток практически полностью сформирован подземными водами и химический состав мелких рек соответствует составу подземных вод. В точках опробования определялся макро- и микрокомпонентный состав воды. Золото анализировалось полярографическим методом из концентратов на активированном угле. Определение pH и анализ быстро меняющихся компонентов проводились у водопунктов, а общий химический анализ воды выполнялся в течение суток после отбора проб в стационарной лаборатории.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В пределах района наибольшим распространением пользуются воды зоны региональной трещиноватости, максимальная глубина залегания которых составляет 50-80 м. Воды зон разрывных нарушений достигают глубин циркуляции 100 м, иногда более. Те и другие гидравлически связаны друг с другом. Большая доля разгрузки подземных вод, связанных с зоной интенсивной трещиноватости, осуществляется в местную речную сеть. Формирующиеся в условиях района воды, в большинстве своем, маломинерализованные (от 32 до 152 мг/л), гидрокарбонатные кальциево-натриевые, с достаточно значительной изменчивостью компонентов химического состава. Воды диоритов и кварцевых диоритов в сравнении с водами гранитов и гранодиоритов в большей степени обогащены катионами, что, на наш взгляд, обусловлено петрохимической специализацией пород и меньшей устойчивостью основных разностей к процессам выветривания.

По мере продвижения от областей питания к областям разгрузки, т.е. с увеличением времени взаимодействия вод с горными породами, возрастают их общая минерализация, pH и содержания подвижных элементов (Ca, Mg, Na). Например, от водотоков 1-го порядка к водотокам 3-го порядка средние величины pH увеличиваются от 6,73 до 6,93 в гранитах и от 6,83 до 7,03 в диоритах, содержание кальция от 4,45 до 5,19 мг/л в гранитах и от 5,82 до 6,38 мг/л в диоритах, общей жесткости от 0,29 до 0,46 в гранитах и от 0,42 до 0,50 мг-экв/л в диоритах. Воды, характеризующиеся минимальными значениями указанных компонентов, разгружаются в самых вершинах речных долин 1-го порядка. Глубина проникновения таких вод 10-20 м. Воды, характеризующиеся максимальными значениями параметров, разгружаются в долины более высоких порядков, проникают на значительно большие глубины- до 100 и более метров. Такие воды встречены нами в горных выработках.

Содержания золота в водах вне зон сульфидной минерализации, как правило, не превышают 1нг/л при среднем значении 0,4 нг/л. В водах, связанных с проявлением золото-сульфидной минерализации, концентрации его повышаются до сотых и даже десятых долей микрограмма на литр. Максимальные содержания (до 0,185 мкг/л) характерны для водопроявлений в горных выработках. Как правило, повышенные содержания золота сопровождаются повышением общей минерализации, содержаний кальция, сульфат-иона. В фоновых водах сульфат-ион при чувствительности анализа 1 мг/л не обнаруживается. Рост общей минерализации вод, связанных с оруденением, обусловлен повышением содержаний, ростом ионов Ca и SO_4. В целом, в водопроявлениях с содержанием Ca больше 6 мг/л и соотношением Ca/Mg больше 5, составляющих около 20 % от всего количества опробованных, в 5 раз возрастают содержания Pb, в 2 раза Cu, Zn и в 3 раза Ag по сравнению со средним содержанием их в общей выборке. Водопроявления с фактами растворения зон кальцитовых березитов, в основном, приурочены к более кислой части массива. Эти выводы хорошо подтверждаются проведенными минералогическими исследованиями и данными о зональности минералогического состава березитов.

Рудничные воды действующих горных выработок района характеризуются повышенными концентрациями кальция, рудогенных элементов, сульфат- и хлор-ионов.

В распределении рудогенных элементов по площади массива наблюдаются определенные закономерности. В центре гранитоидного массива преимущественно наблюдается медно-молибденово-висмутовая ассоциация элементов. Вокруг же группируются крупные участки преимущественно с полиметаллическим комплексом элементов (Ag, Pb, Zn). В пределах этих крупных зон выявлены отдельные более мелкие участки со своими частными особенностями и комплексом элементов. Чаще всего разнородный и полный набор элементов (Ba, As, Pb, Zn, Ag, Cu, Mo, Bi, Ni, Co, Sn) появляется либо в общем стоке из старых горных выработок или в водах, разгружающихся по зонам разломов, картируемых нами по аномальным концентрациям петрогенных элементов и ртути.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Водные потоки рассеяния обнаруживают четкую пространственную связь с известными рудными узлами и рудопроявлениями. Их элементный состав коррелируется с минералогическим составом рудных тел. Так, Северный рудный узел характеризуется аномальными концентрациями Ag, Cu, Pb, реже Mo (последовательность элементов здесь и далее соответствует частоте встречаемости аномальных концентраций элементов). В водопроявлениях шахты Северной, находящихся глубже речной сети, элементный состав меняется, и появляются в аномальных содержаниях SO_4, Mo, As, Pb, Cu, Ba, Zn, редко Ag. Изменяется и контрастность некоторых элементов. Например, максимальная контрастность серебра -наиболее распространенного элемента поверхностных водотоков - уменьшается с 10 до 3,5 в водопроявлениях горизонта 336 шх. Северной, а контрастность молибдена и свинца, наоборот, увеличивается. Кроме того, в скважинах и капеже шахты отмечается аномальные содержания SO_4 и Ca. Увеличение кальция с глубиной, объяснявшееся ранее Л.М. Поповой как результат повышения основности пород, на наш взгляд, в большей степени обязано растворению многочисленных кальцитовых прожилков и березитов. Подтверждением этого является одновременное значительное увеличение соотношений Ca/Mg и Ca/Na.

Центральный рудный узел в металлогеническом и гидрогеологическом отношениях является продолжением Северного рудного узла. Однако реки 5-го порядка Тага-Кожух и Ала-Кожух дренируют здесь более глубокие уровни стока. Элементный состав водопроявлений (Pb, Cu, Mo, Zn, Ba, As, SO_4) практически не отличается от состава водопроявлений 336 горизонта шахты при большей контрастности Pb, Au, As.

Юбилейный рудный узел дренируется водопроявлениями с аномальными концентрациями SO_4, Pb, Mo, Cu, Au, Ag, реже Zn. Наиболее контрастны ореолы Pb и Mo, ярко проявляются зоны кальцитсодержащих пород. Перспективы Юбилейного рудного узла, судя по аномальным концентрациям Au, Mo, Pb, SO_4, Ca в нижнем течении р. Чирковки и ее правых притоков, можно расширить в юго-западном направлении.

Лермонтовский рудный узел по элементному составу вод занимает промежуточное положение между Юбилейным и Центральным и характеризуется аномальными содержаниями Ag, Zn, Cu, Mo. Золото в аномальных содержаниях обнаружено в стоке из штольни Сибзолотовская и на участке р. Чирковка, характеризующемся разгрузкой вод зон разломов.

Жилы Якужковские дренируются верховьем р.Чирковки, где в аномальных содержаниях отмечаются Au, Ag, Mo, Zn, Cu. Жилы Хребтовые и Дмитриевские характеризуются многочисленными водопроявлениями с Au, Mo, Zn, Cu, реже Pb, а также ассоциацией элементов, характерных для разгрузки зон разломов.

В южной части массива в гидрогеохимических полях проявляются Варваринский и Бурлевский рудные узлы, водные потоки рассеяния которых представлены Zn, Ag, Cu, Pb, Au. Разгрузка вод осуществляется в том числе и по зонам разломов.

Кроме водных потоков рассеяния, отражающих известные рудные узлы, выделены высококонтрастные потоки, характеризующие площади с ранее неизвестной рудной минерализацией. Особого внимания среди последних занимает водосборная площадь правых притоков р. Северный Кундат и левых притоков руч. Сибирского. Здесь наблюдается растворение кальцитсодержащих пород и в аномальных концентрациях проявляются Au, Ag, Zn, Mo, Pb, Cu с контрастностью, достигающей, соответственно, 20, 16, 15, 8, 5, 6. Практически во всех водопроявлениях, дренирующих участок, золото обнаружено в содержаниях, превышающих аномальные даже для известных рудных объектов. Участок дренируется водотоками от 1-го и 3-го порядков и водами зон разломов, что подчеркивает его масштабность по площади и на глубину. Следует обратить внимание и на перспективы водосборных площадей правых притоков р. Шалтыря, характеризующихся аномальными концентрациями свинца, серебра, меди и молибдена. Аномальные концентрации ртути и петрогенных элементов, отмеченные здесь же, могут являться показателем глубинности этого объекта.

ТЕХНОЛОГИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ОТКРЫТЫХ ХРАНИЛИЩ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Л.Я. Ерофеев[1], Е.В. Гусев[1], В.А. Сухоруков[2]
[1]Томский политехнический университет, г. Томск
[2]Сибирский химический комбинат, г. Северск

Открытые хранилища жидких отходов радионуклидов представляют собой пруды - отстойники. Гидроизоляция в них обеспечивается слоем глины, от состояния которого зависит надежность хранилищ. При разрывах слоя или его утонении из декантатора возможны утечки отходов. Выявление утечек как у находящихся в режиме наполнения прудов, так и особенно у законсервированных отстойников с длительным сроком хранения отходов является одной из насущных проблем эксплуатации такого рода объектов.

Места нарушения качества изолирующих свойств гидроэкрана и собственно утечки отходов могут быть обнаружены по комплексу данных метода сопротивлений и естественного электрического поля.

Важной особенностью выполнения здесь геофизических работ, которые необходимо проводить с определенной цикличностью, является значительная радиоактивность содержимого пруда-отстойника, не позволяющая пребывание персонала в пределах его даже во время нескольких измерений. Значительные трудности создают также очень высокий уровень электромагнитных помех и весьма высокая электропроводность электролита хранилища (около 3 См/м). В этих условиях оказалась приемлемой следующая технология геофизического контроля.

На дно отстойника по определенной сети размещаются специально изготовленные неполяризующиеся электроды, отводы от которых собираются в «косу» и выводятся на пульт, находящийся в безопасном месте. К этому же пульту подводятся провода от электродов, расположенных в удалении от пруда (рис. 1).

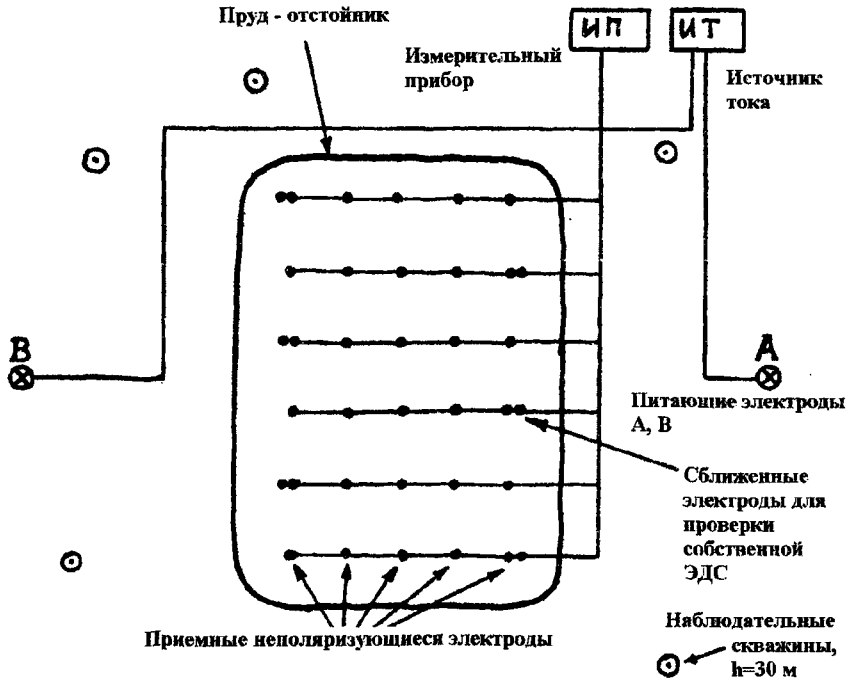


Рис.1 Схема измерений по дну пруда – отстойника

С помощью такой системы электродов могут выполняться на дне отстойника электропрофилирование и зондирование различными установками при нескольких направлениях их ориентации, а также производиться съемка естественного электрического поля по

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

специальной методике, позволяющей следить за значением собственной ЭДС приемных электродов и выделять постоянную составляющую амплитуды в наблюдаемом поле.

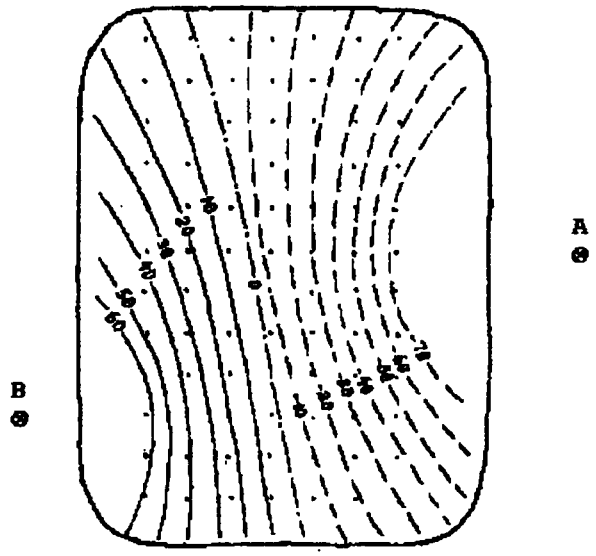


Рис. 2 План изопотенциал рассчитанного поля питающих электродов АВ по дну хранилища. Изолинии даны в сотых долях мВ

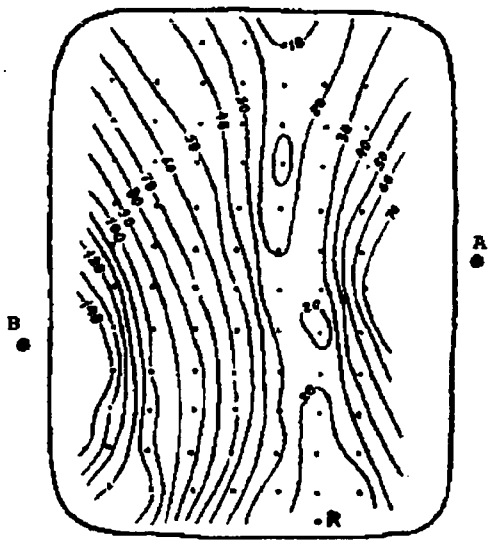


Рис. 3 План изолиний потенциала питающих электродов АВ по дну хранилища.
Изолинии даны в сотых долях мВ. R – положение приемного электрода относимости

Интерпретация результатов измерений сводится к сопоставлению «текущих» картин поля сопротивлений и потенциала естественного электрического полей с теоретически рассчитанными или, что дает более надежную информацию, с экспериментальными данными, соответствующими отстойнику без утечки. Процедура обработки данных, их сопоставление легко формализуются и поэтому могут быть выполнены с применением ЭВМ.

При существенных расхождениях картин полей их несоответствие друг другу уверенно устанавливается визуально. На рис. 2 и 3 в качестве примера показаны планы изолиний потенциала теоретически рассчитанного и наблюденного полей реального пруда - отстойника.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Место утечки в дне пруда, ее относительная интенсивность на площади нарушения гидроизоляционных свойств экрана, прогноз которых сделан по очевидным «деформациям» наблюденной картины поля (рис.3) по отношению к теоретически рассчитанным данным (рис.2), показаны на рис. 4.

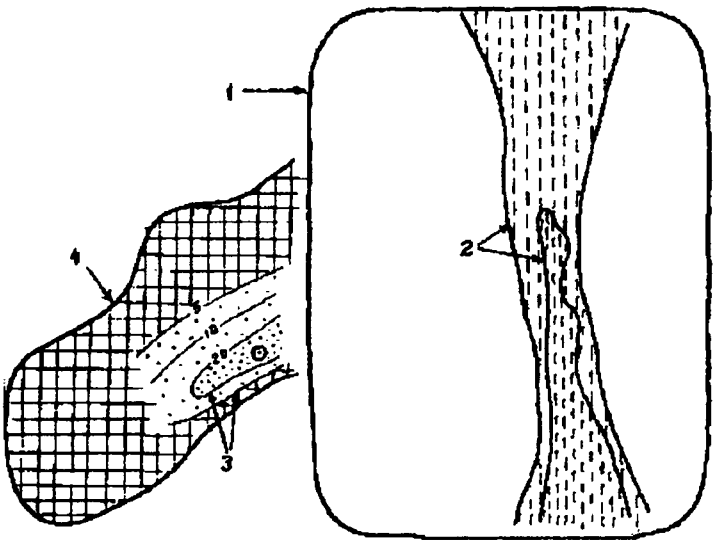


Рис. 4 Результаты интерпретации данных геофизических исследований в районе хранилища.

1 - внешний контур хранилища, 2- зоны разной степени протечки глинистого экрана, 3- изолинии содержаний - нитратов в г/л в водных пробах по данным геохимических анализов, 4- контур ореола загрязнения водоносного горизонта по геофизическим данным

Для установления пути миграции содержимого отстойника в окружающее пространство и интенсивности развития процесса протечки может быть использован различный комплекс геофизических исследований. В рассматриваемом примере «выход» электролита по первому водоносному горизонту достаточно уверенно зафиксирован с помощью ВЭЗ (рис.4).

При получении информации о возможной утечке частота циклов геофизических наблюдений увеличивается. Дополнительные измерения ведутся не по полной схеме и не по всей площади пруда или «ореола» выхода утечки, а лишь на «аварийных» участках и лишь тем методом и той установкой (или установками), которая позволяет наиболее контрастно фиксировать аномальный эффект и его динамику. Штатные измерения при этом продолжают выполняться в полном объеме.

Сведения о прогнозе на утечку проверяются в наблюдательных скважинах, где наряду с отбором проб грунтовых вод проводится комплекс дополнительных геофизических исследований. Результаты этих исследований дают экспресс-информацию, которая предваряет данные геохимических анализов проб воды из скважин.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ТОКСИЧНЫХ КОМПОНЕНТОВ В ВОДАХ

Р.Ф. Зарубина.
Томский политехнический университет, г. Томск

Контроль воды на содержание токсичных компонентов актуален. Вода является одним из компонентов природной среды. Кроме того, вода - это наиболее распространенный объект питания и развития живого мира.

Известно, что под влиянием различных воздействий природная среда непрерывно изменяется. Основные аспекты, которые надо учитывать при контроле состояния природной среды [1], заключаются в следующем: 1) при оценке изменения состояния среды выделять естественные природные изменения и изменения, вызванные антропогенным воздействием; 2) при определении допустимых нагрузок на систему отличать экологический подход от санитарно-гигиенического подхода.

К естественным изменениям содержания токсичных компонентов в воде можно отнести средние содержания элементов в пресных, речных, подземных и озерных водах и подземных водах зоны гипергенеза по С.Л. Шварцеву [2].

Изменения содержания токсичных компонентов за счет антропогенного воздействия могут привести к резким отрицательным последствиям. В такой ситуации особенно важна объективная информация о содержании химических компонентов в воде, прогноз будущего состояния системы и определение допустимых содержаний токсичных компонентов в водах.

При санитарно-гигиеническом подходе к определению норм допустимого загрязнения вод токсичными компонентами расчет проводится как на отдельный человеческий организм, так и на население в целом, что делает такой подход достаточно жестким.

Существующие ГОСТы и НД (нормативные документы) для методов анализа вод различного назначения в своей основе опираются на ПДК компонентов вод, утверждённые Минздравом. Использование вод с концентрацией компонентов, большей ПДК, уже опасно для живого мира. Трактовка результатов анализа вод по рекомендуемым ГОСТам и НД в основном служит объяснением последствий действия вод с концентрацией, большей ПДК. Используемые и рекомендуемые к использованию методы анализа вод на ряд токсичных компонентов по чувствительности определения одного порядка с кларками элементов (Li, Si, Co, Sn, Ba) или грубее (чувствительность определения желательно увеличить для элементов B, Br, J, Sr, Cd, Bi, W, Se).

С целью раннего выявления процессов накопления токсичных компонентов необходимо создание НД на методы анализа вод, позволяющие следить за экологическим загрязнением окружающей среды, в основе которых бы лежали кларки элементов в водах районов. Кроме того, в НД экологического назначения метод анализа, рекомендуемый для определения токсичного компонента, должен обладать чувствительностью, по крайней мере, на порядок выше, чем кларк компонента в воде данного района.

Для этих целей наука приспособила целый ряд современных высокочувствительных методов анализа: инструментальный нейтронно-активационный, инверсионно-вольтамперометрический, атомно-абсорбционная спектрометрия, атомно-эмиссионная спектрометрия. Несмотря на высокую абсолютную чувствительность, практически все методы используют предварительное концентрирование компонентов из вод в процессе их анализа. К сожалению, утверждённой нормативной документации для этих методов в анализе природных вод на токсичные компоненты очень мало.

При создании районированной НД для слежения за экологическим состоянием необходимо учитывать специфику промышленного и хозяйственного производства и сопутствующие им токсичные компоненты. Например, Bi и Li, элементы 2-го класса опасности, являются спутниками атомных электростанций, а в нормативных документах они отсутст-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

вуют вообще; Tl, элемент 1-го класса опасности, тоже не включён в нормативные документа на качество воды. Выяснение причин экологического загрязнения вод (естественные или антропогенные) следует поручить специалистам, изучающим формирование состава вод гидросферы.

Литература

1. Розанов Б.Г. Контроль за состоянием природной среды // Страны и народы. Земля и человечество. Глобальные проблемы.- М.: Мысль, 1985.- с.304-308.

2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза.-М: Недра, 1978. - 288 с.

РАВНОВЕСИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТОМСКОГО ВОДОЗАБОРА С КАРБОНАТНЫМИ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

О.В. Картавых
Томский филиал Института геологии нефти и газа, г. Томск

Объектом нашего исследования стало Томское месторождение подземных вод, имеющее исключительно важное значение для водоснабжения г. Томска. Томское месторождение, разведанное на территории Обь-Томского междуречья в 1964 г., включает 3 водоносных горизонта с возобновляемыми ресурсами маломинерализованных вод. В 1974 г. на этом месторождении было создано крупное гидротехническое сооружение - Томский водозабор, состоящее из 3^x очередей и более 200 эксплуатационных и режимных скважин. Водозаборные скважины эксплуатируют, в основном, палеогеновый горизонт. В пределах Томского месторождения благоприятные условия питания и разгрузки, хорошая промытость аллювиальных отложений создали условия для формирования преимущественно пресных и ультрапресных вод (гидрокарбонатных кальциевых, реже - натриевых) со средней минерализацией 0,4 г/л. Общая жесткость вод - от 1-3 до 7 (иногда 8) мг-экв/л, а значения pH - 6,5-8,5 (табл. 1).

Таблица 1. Состав подземных вод различных водоносных горизонтов

Основные компоненты подземных вод в водоносных горизонтах	Неоген-четвертичный	Палеогеновый	Верхнемеловой	ПДК ГОСТ
	Мин.-макс.	Мин.-макс.	Мин.-макс.	
Количество анализов	38	72	7	
Минерализация, мг/л	200-682,7	195,5-600	305,6-910	1000
Общая жесткость, мг-э/л	0,4-7,8	0,6-7	0,3-4,2	7
pH	6,8-8,5	6,2-8	7,27-8,4	5-9
HCO_3^-, мг/л	85,4-549,2	158,6-451,4	219,7-781	нет
Cl^-, мг/л	0,5-16,7	0,7-17,7	0,7-396,4	350
Ca^{2+}, мг/л	4-104,2	12-110	14-64,1	75
Mg^{2+}, мг/л	1,2-47,4	6-24	7,3-21,9	150
Na^+, мг/л	2,0-112,5	6,4-80	12,4-202,7	200
K^+, мг/л	0,1-3,5	0,7-3,4	0,1-5,2	нет
Fe общее, мг/л	0,5-48	0,9-45	0,9-14,7	0,3
Fe^{2+},мг/л	0,1-17,1	0-9	0,6-8,74	нет
$H_4SiO_4^0$, мг/л	0,1-44,5	0,9-16,3	0,1-31,7	10
CO_2, мг/л	8,8-61,6	8,8-66	10-35,2	нет
Фульвокислоты, мг/л	0-3,8	0-5,4	0-2,5	2

Однако, сейчас даже неспециалистам хорошо известно, что качество подземных вод Томского месторождения значительно снизилось в процессе 24-летней эксплуатации

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

водозабора (табл.1). Поэтому важной задачей для гидрогеологов и экологов в настоящий момент является выявление источников загрязнения этих вод, которое невозможно без определения роли естественных геохимических факторов, как длительно существующих, так и интенсифицированных под влиянием человеческой деятельности. В качестве метода для обработки имеющихся гидрогеохимических данных (собранных В.А. Зуевым и проанализированных ПНИЛГ ТПУ в 1994 г.) нами были применены термодинамические расчеты.

Физико-химические расчеты, основанные на методах равновесной термодинамики, имеют роль ориентира при гидрогеохимических исследованиях. Результаты расчетов, основанных на таких методах, могут быть использованы для вероятностного прогнозирования процессов и явлений, идущих в реальных геохимических условиях [2].

Целью данной работы был расчет термодинамических равновесий в системах «подземная вода - алюмосиликаты» и «подземная вода - карбонаты» чтобы, в конечном итоге, прийти к пониманию природных источников растворенного вещества подземных вод. Впервые проблема взаимодействия в системе «вода-порода» применительно к водам западно-сибирского региона была поднята и решена физико-химическими методами С.Л. Шварцевым в 1978 г [3].

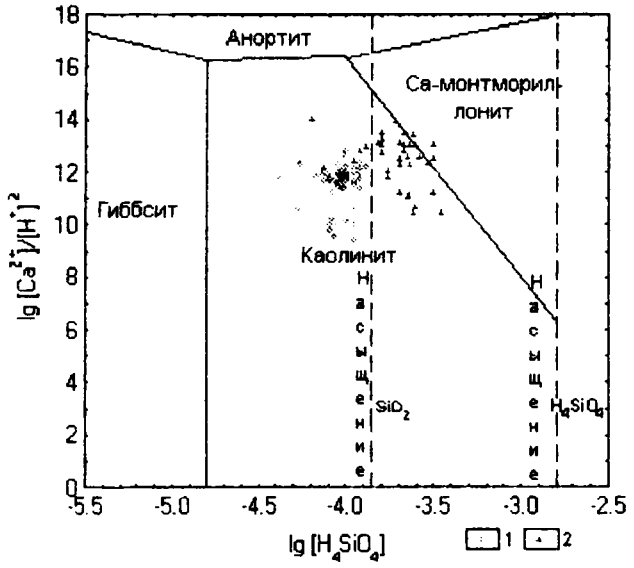


Рис. 1. Диаграмма равновесия «анортит-гиббсит - каолинит-монтмориллонит» с нанесенными данными по составу вод палеогенового (1) и неоген-четвертичного (2) горизонта при 25 ^{0}C.

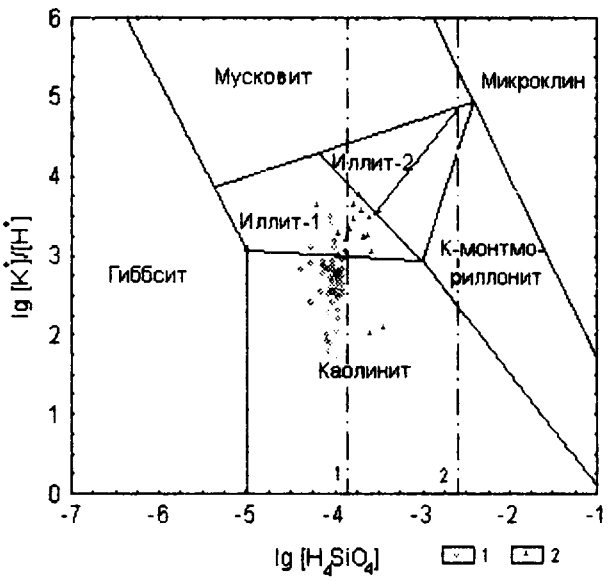


Рис. 2. Диаграмма равновесия «микроклин - мусковит-гиббсит-каолинит-иллит -К-монтмориллонит» с нанесенными данными по составу вод неоген-четвертичного (2) и палеогенового (1) горизонта при 25 ^{0}C. Линия 1- растворимость кварца, линия 2 - растворимость аморфной H_4SiO_4

В нашем исследовании рассматривались равновесия подземных вод Томского водозабора с алюмосиликатами (мусковитом, анортитом, КПШ), глинами (каолинитом, иллитами, монтмориллонитами) и карбонатами (кальцитом, сидеритом, доломитом, магнезитом и арагонитом). Глины и карбонаты рассматривались как наиболее вероятные минеральные фазы, способные продуцироваться в результате процессов разложения алюмосиликатов и стабильно существовать в условиях верхней гидродинамической зоны Томского месторождения.

Исходя из полученных термодинамических данных можно сделать следующие выводы:

1. Воды всех трех водоносных горизонтов далеки от насыщения относительно исследованных нами первичных алюмосиликатов (мусковит, КПШ, анортит).

2. Воды неоген-четвертичного горизонта более близки к насыщению или даже пе-

ресыщены относительно кальцита и сидерита, чем воды палеогенового водоносного горизонта, и недосыщены относительно других карбонатов.

3. Все без исключения подземные воды Томского месторождения равновесны только с продуктами выветривания первичных алюмосиликатов - глинами (каолинитом, иллитами, монтмориллонитами) и близки к насыщению кварцем. Причем, в более кислых условиях воды насыщены каолинитом, а в более щелочных равновесие смещается в сторону иллитов и монтмориллонитов.

4. Разброс точек достаточно широк благодаря значительной изменчивости в активностях кремнекислоты и основных водных катионов, что, вероятнее всего, является следствием пространственной изменчивости геохимических условий на площади Томского месторождения.

Литература

1. Дж. Дривер. Геохимия природных вод. - М.: Мир, 1985, -440с.
2. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. - М.: Недра, 1980. -285с.
3. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. - М.: Недра, 1978. -287с.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГИПЕРГЕННОЙ ГЕОХИМИИ МЕТАЛЛОВ: ЦИНК

А.И.Летувнинкас
Томский госуниверситет, г. Томск

Среднее содержание цинка в литосфере составляет 76 г/т, т.е. это самый распространенный химический элемент в группе халькофилов. Среди магматических горных пород относительно обогащены цинком породы основного состава, концентрация цинка в которых составляет 80-110 г/т. В гранитах его заметно меньше – в среднем 60 г/т. Среди осадочных горных пород наиболее богаты цинком глинистые – в среднем 90-95 г/т (рис.1), а в глубоководных глинах даже 165 г/т [5].

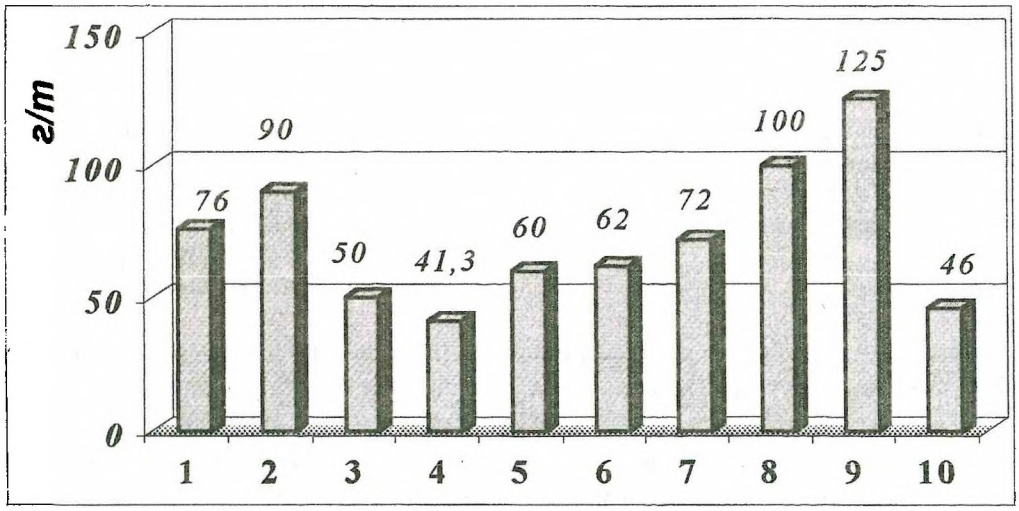


Рис. 1. Цинк в различных геосферах и их компонентах:

1- литосфера [16]; 2 – глины [16]; 3-7 – почвы: 3 – почвы мира [6], 4 – подзолистые [6], 5 – серые лесные [6], 6 – черноземные [6], 7 – равнин Западной Сибири [18]; 8 – зола наземных растений [3]; 9 – зола углей [20]; 10 – ноосфера [7]

С точки зрения способности давать промышленные концентрации в земной коре цинк относится к химическим элементам со средними показателями – доля его запасов в

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

месторождениях континентальной земной коры до глубины 1 км составляет порядка 0,055 % [16]. Остальные 99,945 % мас. цинка в этой части земной коры находятся в состоянии рассеяния, во всяком случае, вне месторождений, в том числе и тех, которые здесь могут быть открыты в будущем.

К сожалению, гипергенная геохимия цинка, как и большинства других металлов, это преимущественно геохимия его рудных концентраций и всего того, что связано с их гипергенным преобразованием. По существу, это прикладная геохимия, описывающая поведение в зоне гипергенеза менее 0,1 % массы атомов большинства рудных элементов. О судьбе остальных примерно 99,9 % можно судить или по косвенным данным, или по аналогии с геохимией элементов рудных концентраций. Другие варианты представляют немногочисленные исключения, например, когда рудные элементы одновременно являются и породообразующими (Al, Fe, Ti) или когда образование их промышленных месторождений тесно связано с процессами формирования инфильтрационных кор химического выветривания горных пород (U, Ni, Mn, Fe, Cu, Co, некоторые редкие элементы).

В зоне гипергенеза цинк достаточно хорошо мигрирует – коэффициент его водной миграции оценивается как 0,94 [16]. В сравнении с другими халькофилами - это один из наиболее подвижных (рис. 2). Как и у других химических элементов, его гипергенная подвижность определяется соотношением растворимости основных устойчивых в этих термодинамических условиях соединений и емкостью широко распространенных здесь физико-химических и биогеохимических барьеров.

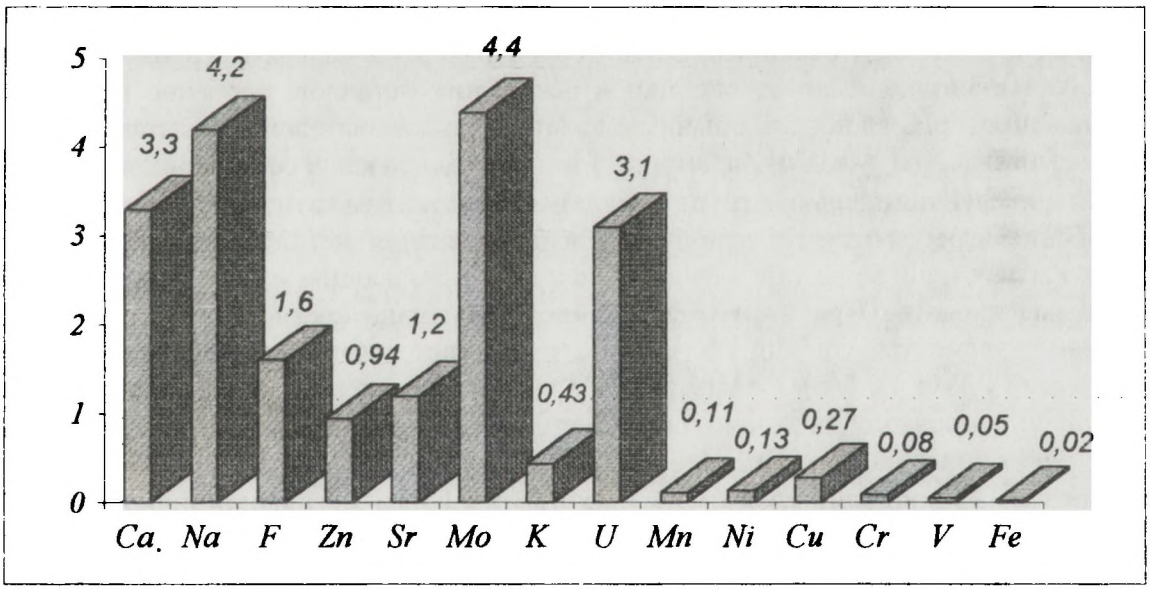


Рис. 2. Коэффициенты водной миграции некоторых химических элементов [16]

По данным Г.А.Голевой [8], в кислых сульфатных богатых кислородом водах зоны окисления сульфидных руд (pH < 3, Eh >0.6 В) цинк мигрирует преимущественно в виде нейтральных комплексных соединений $[ZnSO_4]^0$ (от 69 до 97 %) и в форме менее устойчивых катионов Zn^{2+}. Так как растворимость сульфата цинка велика (531,2 г/л) и в этих условиях он не гидролизуется (pH начала осаждения из слабых растворов солей 5,2), возможен его перенос на значительные расстояния без осаждения. Zn^{2+} также достаточно хорошо удерживается в растворе, так как основной сорбент зоны окисления сульфидных руд – гидроксиды Fe^{3+} при низких значениях pH (менее 6,25), как и Zn^{2+}, имеют положительный заряд и слабо его сорбируют.

В слабокислых гидрокарбонатно-сульфатных водах с pH 6-6,8 и Eh +0,3–0,4 В цинк находится в основном в виде комплексных катионов $[ZnHCO_3]^+$ (от 55 до 68 %) и нейтральных комплексов $[ZnCO_3]^0$.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

В сильнощелочных (pH > 8) слабовосстановительных водах (Eh – 0.1-0.2 В) преобладают нейтральные комплексы $[ZnCO_3]^0$ и комплексные анионы $[Zn(OH)_3]^-$ (25-30 %), а также комплексные гидрокарбонатные катионы $[ZnHCO_3]^+$ (18-21 %) и комплексы $[ZnOH]^+$ (8-12 %).

В околонейтральных хлоридных водах при Eh +0,01-0,2 В преобладают хлоридные комплексы $[ZnCl_2]^0$, $[ZnCl]^+$, $[ZnCl_4]^{2-}$ или катионы Zn^{2+}.

Помимо указанных форм цинк может находиться в водах зоны гипергенеза в виде органических комплексных соединений, в частности гуминового ряда. В некоторых случаях даже в составе подземных вод на эти формы может приходиться до 70-90 % подвижного цинка [8].

Разложение органических остатков в почвах сопровождается образованием высокомолекулярных гумусовых кислот – гуминовых и фульвокислот. В результате обменных реакций между водородом карбоксильной – COOH и фенольной – OH функциональных групп гумусовых кислот и катионами щелочных и щелочноземельных оснований образуются в различной степени растворимые гетерополярные соли этих кислот – гуматы и фульваты. Более подвижными являются фульваты одно- и двухвалентных металлов – практически во всем диапазоне обычных для природных ландшафтов значений pH.

Установлено, что в почвах чаще встречаются не чистые гуматы и фульваты металлов, а более сложные органоминеральные соединения – комплексные и внутрикомплексные гетерополярные соли. Особенно широко среди них распространены хелаты – внутрикомплексные соединения, в которых металл входит в состав анионной части их молекулы и не способен к обменным реакциям. Этим обеспечивается высокая миграционная способность таких «защищенных» от сорбции и осаждения металлов, особенно при повышенных значениях pH. Наиболее обычным комплексообразователем в хелатах является Fe^{3+}. Другие металлы (Al, Mn, Cu, Zn, Ni и пр.) могут входить как в состав анионной части хелатов, так и их функциональных групп, способных к реакциям катионного обмена [7].

Особенно агрессивными в отношении выщелачивания металлов являются характерные для кислых почв зоны тайги фульвокислоты, связывающие их в 7-10 раз больше, чем гуминовые кислоты. При этом с фульвокислотами чаще оказываются связанными халькофильные элементы (Cu, Zn, Pb, Co, Ni), а с гуминовыми – преимущественно не халькофильные (V, Mn, B, Mo). Содержание Zn на сухое вещество фульвокислот, выделенных из дерново-подзолистых почв, достигает 100-150 мг/кг, т. е. превышает его среднее содержание в почвах в 2-3 раза.

Р.Р.Брукс [4] приводит следующий ряд устойчивости металлоорганических комплексов для двухвалентных катионов: Hg >Cu >Ni >Co >Pb >Zn >Cd >Fe >Mn >Ca >Sr. В.Стрнадом [7] установлено, что в почвах Мещерской низменности с органическим веществом связано почти 100 % Zn и Cu и около 30 % Pb и Cd, в том числе с фульвокислотами - 30 % цинка.

Наиболее известными и универсальными осадителями цинка из природных вод являются карбонаты и природные тонкодисперсные среды с высокой емкостью сорбции.

В карбонатных породах или почвах, содержащих $CaCO_3$, цинк образует трудно растворимый минерал смитсонит (растворимость 0.021г/л) и его подвижность резко снижается. Концентрация цинка в водах, богатых $[CO_3]^{2-}$, не превышает десятых долей миллиграмма на литр.

Повышенные концентрации цинка в глинах (рис. 1), особенно глубоководных (165 г/т) и черных обогащенных органическим веществом сланцах (140 г/т)[21] определенно указывают на связь цинка с глинистым и органическим веществом. Кларк концентрации цинка в этих образованиях составляет от 1,2 (глины) до 2,2 (глубоководные глины). Тем не менее, он ниже, чем у таких халькофилов, как медь (соответственно 1,3 и 5,4) и свинец (1,25 и 5,0). Вероятно, одной из причин этого является относительно слабая сорбируемость цинка как глинистыми минералами, так и гидроксидами железа и алюминия

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

[8]. С другой стороны, цинк в глинистых породах и почвах находится в достаточно прочно связанной форме и слабо выщелачивается кислотными вытяжками – не более 1-1,2 %. Д.С.Орлов [10] это определяет как специфическую адсорбцию, т. е. достаточно прочную. Н.А.Росляков [14] на основании изучения зон окисления сульфидных месторождений Алтая предполагает, что цинк может входить в структуру глинистых минералов, особенно монтмориллонита, изоморфно замещая в них магний и алюминий.

Идеальным осадителем цинка в зоне гипергенеза является сероводород. Однако такие обстановки встречаются не часто и большого практического значения в гипергенной миграции цинка этот барьер не имеет.

Таким образом, цинк в зоне гипергенеза является достаточно подвижным химическим элементом, успешно выщелачиваемым из коры выветривания горных пород при различных значения pH и Eh. В рыхлых продуктах коры выветривания он фиксируется слабее таких элементов, как медь или свинец.

Почвы также не склонны накапливать цинк (рис. 1) – во всех наиболее распространенных их типах фоновые концентрации цинка ниже кларка земной коры (коэффициенты концентрации от 0,54 в подзолах до 0,82 в черноземах). И только в регионах, где сказывается влияние провинциальных геохимических особенностей подстилающих или питающих обломочным материалом горных пород, концентрации цинка в почвах достигают 72 мг/кг (почвы равнин Западной Сибири) или даже 112 мг/кг (Рудно-Алтайская полиметаллическая зона) [18]. Д.С.Орлов [10] для незагрязненных почв приводит пределы колебаний концентрации цинка от 10 до 300 мг/кг. Естественно, в условиях техногенного загрязнения они могут быть значительно выше – до 7000-10000 мг/кг на поверхности почвы и до 3000-5000 мг/кг на глубину пахотного горизонта вблизи предприятий цветной металлургии и по обработке цветных металлов.

Обладая достаточно хорошей подвижностью в зоне гипергенеза, цинк четко фиксирует повышенными концентрациями в поверхностных и подземных водах свои устойчиво аномальные природные и техногенные скопления – выведенные на эрозион-

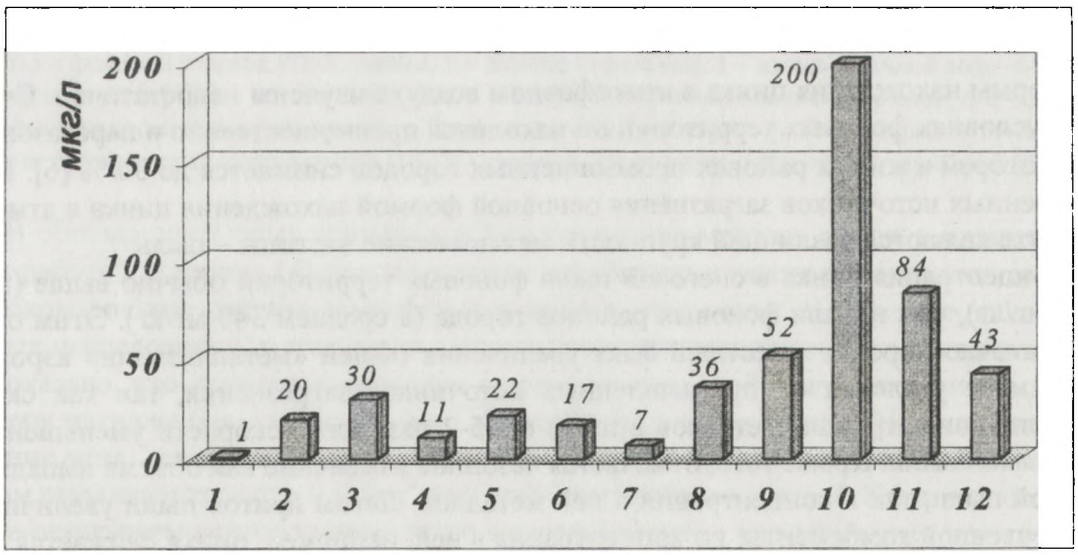


Рис. 3. Концентрация цинка в различных компонентах и участках современной гидросферы:

1 - вода морская [16]; 2 – вода речная [16]; 3- шахтные воды Кузбасса [18]; 4-6 - воды среднего течения р. Томь [18]: 4 – поверхностные, 5 – верховодка, 6 – подземные; 7-9 - грунтовые воды Западной и Средней Сибири [18]: 7 – зоны тайги, 8 – равнинных лесостепей Алтая, 9 – равнинных степей Алтая; 10 – сточные воды городов [3]; 11 – очищенные воды поверхностного стока промышленных городов [6]; 12 – снеговые воды Перовского района Москвы [17]

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ную поверхность месторождения, техногенные геохимические ореолы в почвах и снеговом покрове, свалки промышленных и бытовых отходов и т. п. В несколько схематизированном виде это показано на рис. 3.

Самые общие закономерности распространения цинка в гидросфере состоят в следующем. Речные воды в сравнении с морской существенно обогащены цинком – коэффициент концентрации для них составляет 20. Это представляется естественным, если учесть высокую подвижность цинка в зоне гипергенеза и его накопление на сорбционном геохимическом барьере, особенно в сочетании с биогеохимическим барьером (обогащенные органическим веществом илы). В зонально-географическом аспекте (во всяком случае по материалам [18] для Западной Сибири) цинком отчетливо обогащены грунтовые воды лесостепной и степной зон Алтая в сравнении с зоной тайги (коэффициент обогащения соответственно 5,1 и 7,4). Наиболее вероятная причина этого – различие значений модуля поверхностного стока и, возможно, испарительной концентрации химических элементов в условиях ограниченного увлажнения.

Естественными геохимическими барьерами в водных системах, способствующими их самоочищению от многих металлов, и в том числе цинка, являются донные отложения. Результат их «работы» хорошо просматривается на рис. 4. Донные отложения фоновых районов в сравнении с местными почвами обогащены цинком в среднем в 2,4 раза, а тонкая взвесь в воде глинистых, карбонатных, гидроксидных, органических и иных по составу частиц – в среднем в 13,7 раза [6]. Неудивительно поэтому, что в техногенных илах водотоков промышленных агломераций коэффициенты концентрации цинка достигают 20-50 единиц. Фракцией-концентратором цинка при этом оказывается пелитовая– коэффициент ее обогащения относительно илов в среднем составляет 1,5 (рис. 4).

Цинк не является постоянным для атмосферы компонентом – это ее типичный ксенокомпонент, т. е. временная примесь, обязанная своим присутствием в воздухе вулканической деятельности, функционированию биосферы и разнообразным антропогенным процессам. Для регионального фона коэффициент концентрации цинка относительно Южного полюса составляет более 7 600 единиц, для промышленных городов – в среднем более 560 000 и для центров интенсивных очагов промышленного загрязнения – более 3 300 000.

Формы нахождения цинка в атмосферном воздухе изучены недостаточно. Считается, что в условиях фоновых территорий он находится преимущественно в парогазовой фазе, роль которой в жилых районах промышленных городов снижается до 30 % [6]. Вблизи промышленных источников загрязнения основной формой нахождения цинка в атмосферном воздухе являются различной крупности механические частицы – пыль.

Концентрация цинка в снеговой пыли фоновых территорий обычно выше (в среднем 610 мг/кг), чем в пыли фоновых районов города (в среднем 340 мг/кг). Этим отражается достаточно хорошо известный факт увеличения общей «металлизации» аэрогенной пыли по мере удаления от промышленных источников загрязнения, так как скорость уменьшения концентрации металлов в пыли в 1,5-2 раза ниже скорости уменьшения выпадения самой пыли. Кроме того, отмечается сезонное изменение как объема выпадающей аэрогенной пыли, так и концентрации в ней металлов. Летом приток пыли увеличивается за счет почвенной компоненты, но концентрация в ней, например, цинка снижается в 1,8-2 раза как на территориях, относящихся к регионально фоновым, так и непосредственно связанных с промышленными зонами [6].

Для фоновых территорий в снеготалой воде характерно преобладание (79 %) водорастворимых форм цинка, для пригородной зоны и аэрогенных ореолов промышленных предприятий – твердой взвеси (соответственно 83 и 87 %). Этот факт важен для правильного понимания механизма загрязнения почв техногенными выбросами предприятий, особенно если учесть, что на формирование регионального фона уходит около ¾ объема содержащихся в них тяжелых металлов [6].

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Интересным представляется вопрос о происхождении парогазовой фазы цинка в атмосферном воздухе фоновых территорий. Естественно, некоторая часть его может представлять металл, связанный с субмикронной (менее 0,05 мкм) фракцией индустриальных аэрозолей, длительное время находящихся в атмосфере и переносимых воздушными потоками на десятки и сотни километров от их источников. Его могут поставлять и другие природные и антропогенные источники загрязнения природной среды: процессы дефляции почв, вынос солей с поверхности морей и океанов, вулканизм, сжигание ископаемого топлива и бытового мусора, различные технологические процессы, транспорт и т. д. Данные о вкладе каждого из них в фоновые концентрации цинка отсутствуют. В этой связи обращает на себя внимание следующий факт.

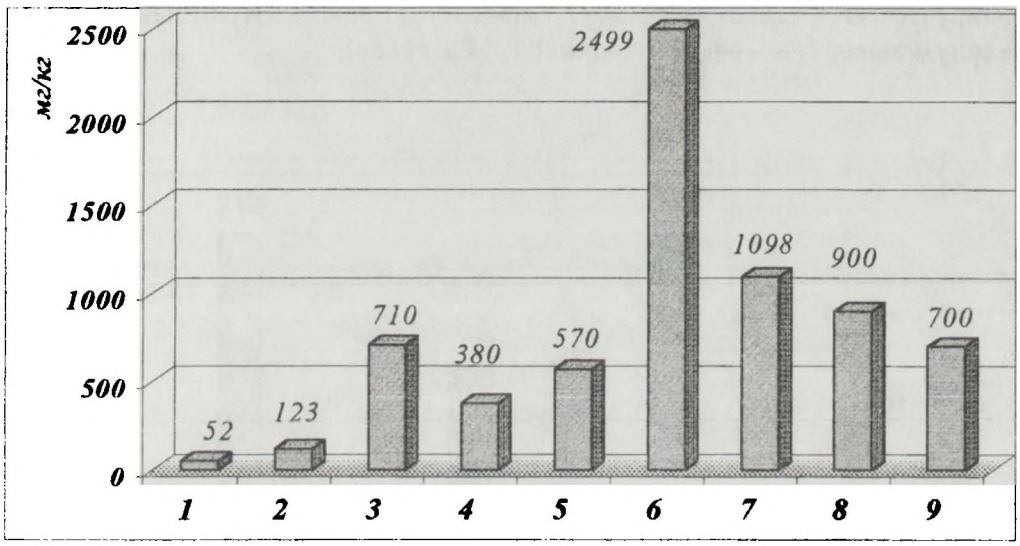


Рис. 4. Накопление цинка в донных отложениях фоновых и антропогенно загрязненных водотоков:

1-3 – фоновый участок [6]: 1 – почва, 2 – донные отложения, 3 – взвесь в речной воде; 4-5 – речной водоток ниже города [6]: 4 – техногенные илы, 5 – глинистая фракция техногенных илов; 6-8 – донные отложения рек индустриальных районов: 6 – р. Эльба ниже Гамбурга [6], 7 – р. Рейн в нижнем течении [6], 8 – р. Томь и ее притоки ниже Новокузнецка [18]; 9 – твердый осадок снега с городских территорий [6]

В обобщающей опыт применения биологических методов поисков полезных ископаемых работе Р.Р.Брукса [4] описан вариант аэробиохимических поисков, основанный на химическом анализе состава атмосферного воздуха над лесом. В ряде специально предпринятых исследований, в том числе с использованием радиоактивных изотопов Zn и Pb, было показано, что некоторые растения с транспирационной влагой активно выделяют в атмосферу металлы (Na, Li, Mo, Ni, Sn, Cd, Cu, Zn, Bi, Cr, Ag, Mg, Sr). Предполагается, что выделение металлов происходит в форме терпенов или тончайших частиц. Выброс цинка при этом оценивается около 9 кг/км^2 растительного покрова в год. В Канаде удовлетворительные результаты использования этого метода получены над хвойными при температурах ниже 20 °С и при полном снеговом покрове.

По данным В.С.Савенко [15], средняя минерализация транспирационных вод составляет около 40 мг/л, т. е. ежегодно в масштабах Земли с «потом» растений выделяется 1,2-1,4 млрд. т солей. По-видимому, цинку в их составе принадлежит не последняя роль.

Цинк является достаточно биофильным химическим элементом, в растениях входящим в состав ферментов, участвующих в дыхании, белковом, углеводном и нуклеиновом обмене, регулирующим их ростовые функции. По физиологической роли для растений Р.Р.Брукс [4] относит цинк к существенным химическим элементам (наряду с B, S, P,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Mn, Ca, Cu, K, Se, Mo, Mg, Fe, Na). Общее преставление о поведении цинка в биологическом цикле миграции дает рис.5.

Из приведенных цифр следует, что коэффициент концентрации цинка в почвах составляет только 0,66, что не очень согласуется с коэффициентом его биологического поглощения наземными растениями, равным 2. По-видимому, дело заключается в относительно высокой миграционной способности цинка в зоне гипергенеза и относительно слабым его накоплением в почвах на сорбционном геохимическом барьере.

Будучи биофильным и достаточно сильно концентрируемым растениями химическим элементом, цинк в некоторых из них накапливается до 0,05-0,1 % на живую массу (фиалка, армерия, ярутка) и до 1,0-1,3 % на золу. В районах выходов на поверхность цинковых руд, где концентрация этого элемента в почвах достигает нескольких процентов, иногда формируется «галмейная флора». Отдельные ее представители накапливают до 1,4 % цинка на сухую массу (гипераккумуляция по Р.Р.Бруксу).

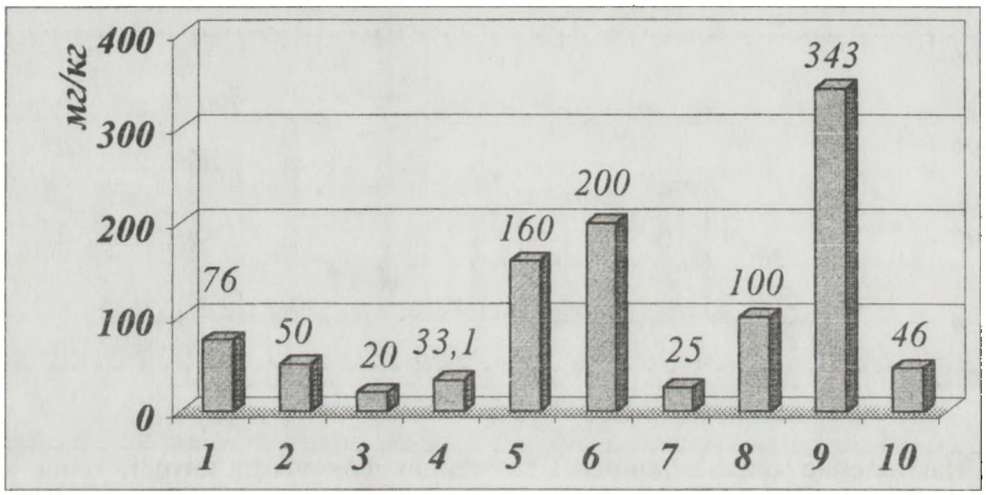


Рис. 5. Накопление цинка в биосфере:

1 – земная кора [16]; 2 – почвы мира [6]; 3 – живое вещество [16]; 4 – наземные растения Горного Алтая и равнин Западной Сибири [18]; 5 – наземные животные [1]; 6 – морские животные [13]; 7 – человек [5]; 8 – зола наземных растений [3]; 9 – зола почвенных животных [4]; 10 – ноосфера [7]

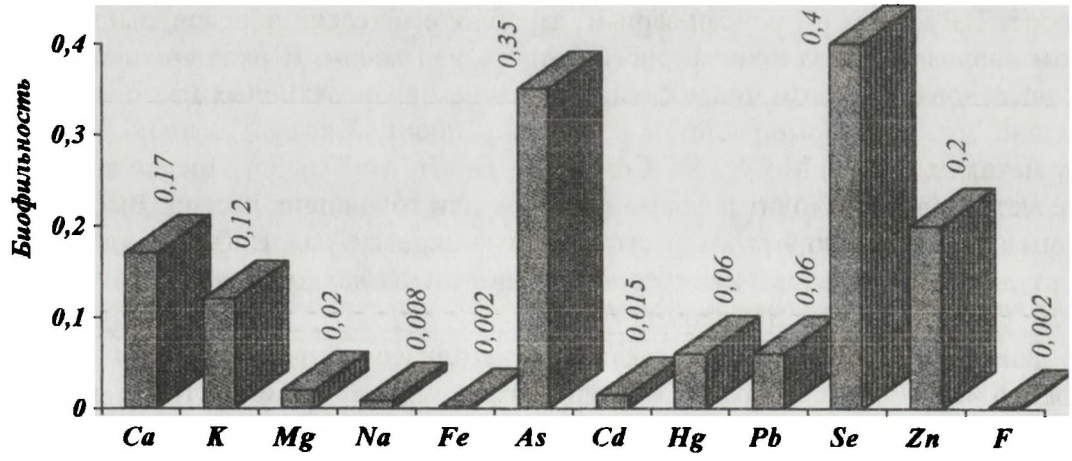


Рис. 6. Биофильность цинка в сравнении с биофильностью других химических элементов I класса опасности и некоторых нетоксичных макроэлементов живого вещества [12]

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Биофильность цинка в соответствии с приведенными на рис.5 цифрами составляет 0,26. Несмотря на свою принадлежность к I классу опасности попадающих в почву техногенных веществ (ГОСТ 17.4.1.02-83), цинк – химический элемент с повышенной биофильностью, в том числе и среди своих «сограждан» в I классе опасности (As, Cd, Hg, Pb, Se, F). В общем виде это показано на рис.6.

Наземные и морские животные накапливают цинк значительно активней наземных растений – коэффициент концентрации составляет соответственно 2,1 и 2,6 (относительно земной коры), т.е. в 5-6 раз выше, чем у растений (0,44).

Организм человека, напротив, несмотря на принадлежность цинка к важнейшим эссенциальным микроэлементам [1] накапливает его слабо – только порядка 25 мг/кг на живое вещество, т. е. примерно столько же, как в живом веществе планеты в целом. В организме взрослого человека содержится всего 1,5-2,0 г цинка. Наиболее богаты им скелетные мышцы (около 62,6 % всего цинка организма). Основной источник поступления – пища. Физиологический антагонист меди. При поступлении в избытке цинк не кумулируется.

Литература

1. Авцын А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементозы человека: этиология, классификация, органопатология. – М.: Медицина, 1991. – 496 с.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы. – М.: Недра, 1972. – 296 с.
3. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 248 с.
4. Брукс Р.Р. Биологические методы поисков полезных ископаемых: Перевод с англ. – М.: Недра, 1986. – 311 с.
5. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. – М.: Недра, 1970. – 280 с.
6. Геохимия окружающей среды / Ю.Е.Сает, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др.– М.: Недра, 1990. – 335 с.
7. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР: Учеб. пособие для студ. геогр. спец. вузов. – М.: Высш. шк., 1988. – 328 с.
8. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. – М.: Недра, 1977. – 216 с.
9. Летувнинкас А.И. Геохимические аспекты экологии города: Методические материалы IV международной конференции учащихся и учителей средних школ «Экология и человек», 20-22 марта 1997г., г.Томск. – Томск: Томский гос. ун-т, 1997. - 77 с.
10. Орлов Д.С. Химия почв: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 400 с.
11. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. – М.: Недра, 1972. – 288 с.
12. Перельман А.И. Геохимия: Учеб. для геол. спец. вузов.–М.: Высш. шк., 1989. – 528с.
13. Покатилов Ю.Г. Биогеохимия биосферы и медико-биологические проблемы (экологические проблемы химии биосферы и здоровья населения). – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. – 168 с.
14. Росляков Н.А. Зона окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1969.- 254 с.
15. Савенко В.С. Природные и антропогенные источники загрязнения атмосферы. – М.: ВИНИТИ, 1991. – 212 с.
16. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др. – М.: Недра, 1990. – 335 с.
17. Экогеохимия городских ландшафтов / Под ред. Н.С.Касимова.– М.: Изд-во МГУ, 1995.– 336с.
18. Экогеохимия Западной Сибири. Тяжелые металлы и радионуклиды / РАН, Сиб.отд-ние, Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии; Научн. ред. чл.-кор. РАН Г.В.Поляков.– Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 248 с.
19. Экология Северного промышленного узла города Томска: Проблемы и решения / Под ред. А.М.Адама. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 260 с.
20. Юдович Я.Э. Грамм дороже тонны: Редкие элементы в углях. – М.: Наука, 1989. – 160 с.
21. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. – 304 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ЗАДАЧИ И ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И МИГРАЦИИ ЗОЛОТА И РТУТИ В РУДООБРАЗУЮЩИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ (НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТОВ СИБИРСКОГО РЕГИОНА)

В.А. Макаров, А.Х. Эммерих
Центр геотехнологических исследований «Прогноз», г. Красноярск

Золото и ртуть, имея существенные различия в свойствах, характеризуются некоторыми общими чертами. Прежде всего, это близость элементов по атомному весу и атомным радиусам. Данное обстоятельство определило их совместное нахождение в природных соединениях - амальгамах. В природе парагенезис подвижной, легколетучей ртути и инертного золота до недавнего времени считался запрещенным. В последние годы за рубежом (в США) и в России открыт ряд комплексных золото-ртутных месторождений, среди которых отмечаются крупные по запасам благородных металлов объекты, как в известных, так и в новых золоторудных районах. В США ревизия ряда ртутных месторождений привела к выявлению в них золота. В хвостах переработки ртутьсодержащих руд обнаружены промышленные концентрации благородного металла (до 5 г/т). Запасы же его в отдельных хвостохранилищах достигают 30 тонн.

Кроме того, установлено, что многие коренные и россыпные месторождения золота содержат ртуть в качестве элемента-спутника. Данное обстоятельство позволило использовать для поисков золотых руд метод газортутной съемки, получивший наибольшее развитие в последние 10-15 лет. Широкое применение данного вида поисков сдерживается отсутствием надежной аналитической базы и четких критериев разбраковки природных и техногенных аномалий ртути. Особенно это актуально для россыпных объектов в старых золотодобывающих районах, где помимо природных золото-ртутных парагенезисов, широкое развитие получили антропогенные, связанные с применением амальгамации золотосодержащих руд, песков и концентратов. До начала 90-х годов процесс амальгамации применялся на большинстве золотоизвлекающих фабрик (ЗИФ), шлюзах драг и промприборов, а также при доводке тяжелых шлихов россыпей на шлихообогатительных фабриках (ШОФ). Потерянные ртуть и золото концентрировались в старых эфельных отвалах, хвостах ЗИФ и ШОФ. Количество утраченной ртути в отдельных водотоках достигало десятков тонн.

Другой причиной сонахождения золота и ртути в россыпных и коренных месторождениях, помимо гидротермальных и техногенных процессов, может быть газортутное «дыхание» земли, проявляющееся по тектоническим нарушениям.

Этим, по видимому, объясняется появление ртутных рубашек на самородном золоте находящемся в глубоких золотоносных карстовых западинах и целиковых россыпях. Золото в этом случае выступает в роли сорбента металлической ртути. Масштабы миграции ртути в газообразном состоянии оценить сложно.

Задачи изучения всего многообразия путей поступления и форм совместного нахождения ртути и золота в эндогенные и экзогенные системы является весьма актуальным для Сибирского региона.

1. Исследование роли золото-ртутных парагенезисов в гидротермальных рудных процессах важно для ряда месторождений Алтае-Саянской области. Здесь необходима ревизия ртутных объектов и контролирующих их структур на предмет обнаружения комплексных золото-ртутных месторождений. С другой стороны важным является изучение форм нахождения и масштабов концентрации ртути в известных золоторудных месторождениях. Последнее актуально как с точки зрения экологии, так и с точки зрения отработки методики поисков подобных объектов. Экологические проблемы могут возникать при аффинаже ртутьсодержащего золота, когда очень сильное загрязнение испытывают территории прилегающие к аффинажным заводам. Еще более серьезный вред может наносить

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

цианид ртути (весьма подвижный и токсичный). Проблемы данного плана уже возникают при отработке и организации технологий кучного выщелачивания на золоторудных объектах Хакасии и Забайкалья.

2. Изучение распределения золота и ртути, утраченных в техногенных процессах так же должно быть целенаправленно на решение поисковых и экологических задач. Как показал опыт изучения техногенных россыпных месторождений (Енисейский Кряж), хвостов Южно-Енисейской ШОФ, ЗИФ Саралинского и Майского рудников, повышенные концентрации ртути являются индикаторами скопления золота. В техногенных россыпях это сливы (стоянки) промприборов. Наличие газортутных аномалий, присутствие золота в ртутной рубашке позволяют надежно устанавливать наиболее обогащенные головные части эфельных отвалов, которые надежно фиксируется даже после проведения рекультивационных работ. В хвостах амальгамации коренных руд, как это показано на хвостохранилище Приисковой ЗИФ (Саралинский рудник), концентрации золота имеют четкую пространственную корреляцию с максимумами содержаний паров ртути в почвенном воздухе. Экологические проблемы, связанные с техногенной ртутью, наиболее остро могут стоять для рудничных поселков районов активной золотодобычи. Старые хвосты амальгамации руд и песков зачастую находятся в черте населенных пунктов. Концентрация свободной металлической ртути в них иногда составляет 500 700 г/м^3 (Южно-Енисейская ШОФ), превышая ПДК для почв в 200 раз. Сильно загрязнены ртутью и подземные воды.

На хвостохранилище золотоизвлекающей фабрики бывшего Майского рудника в Шушенском районе, где хвосты переработки золото-кварцевых жил протягивается узкой лентой (150-200 м) вдоль речки Малая Шушь более чем на 1.5 км, показано, что ртуть присутствует в хвостах как в свободной металлической, так и связанной формах. Пары ртути от хвостохранилища не представляют серьезной угрозы для населения в зоне жилых построек поселка Майский. Только непосредственно над головной частью хвостохранилища концентрации паров ртути в воздухе более чем в 100 раз превышают ПДК для воздуха населенных мест. Однако в заболоченной части хвостохранилища возможен процесс взаимодействия ртути с органическими соединениями, ее митиллирование и попадание в пищевые цепи. Проблемой, вытекающей из результатов исследований проведенных в поселке Майский, является оценка санитарного состояния общественных мест и жилых помещений, где при строительных работах активно использовались ртутьсодержащие хвосты. Их использование установлено нами в песочницах и во дворе детского сада и школы, на спортивной площадке перед сельским клубом. Интенсивность дегазации ртути здесь с течением времени могла заметно снижаться, однако, достигает ли она уровня ПДК для воздуха населенных мест (0,0003 мг/м^3) или нет, остается неясным. В целом для сибирского региона, где масштабы использования ртути в золотодобыче были значительными, решение задач экологической оценки загрязненных ртутью хвостов обогащения является актуальным.

3. Оценка доли жидкого металла привнесенного в руды и пески золоторудных месторождений в процессе газортутного «дыхания» Земли - задача весьма сложная. Некоторые исследователи, опираясь на опыт возгонки ртути из золото-ртутной амальгамы (Степанов, Моисеенко, 1993 г.) считают, что вместе с ртутью в газообразном состоянии мигрирует и золото и масштабы этой миграции значительны. Не исключено, что с этими процессами связано срастание самородков золота и их рост в россыпях. Ответы на эти вопросы могут быть даны углубленными исследованиями с применением методов изотопной геохимии.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОЧВАХ АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

И.Н. Маликова, С.И. Ковалев, Ф.В. Сухоруков, Ю.И. Маликов, И.Н.Бадмаева
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
г. Новосибирск

Для выявления техногенного загрязнения почвенного покрова необходимо, прежде всего, изучение распределения тяжелых металлов (ТМ) в почвах, развитых на породах различного состава, на площадях, слабо затронутых хозяйственной деятельностью. Работы нами проводились на территории Алтайского края и Республики Алтай. Целинные почвы опробовались по генетическим горизонтам, вплоть до почвообразующих пород.

Определение Cd, Pb, Cu, Zn, Mn, Cr, Co, Ni проводилось методом атомной абсорбции на спектрометре фирмы «Перкин-Элмер» (США), Hg – методом «холодного пара» с использованием амальгамации на золотом сорбенте.

В таблице1 приведены средние содержания ТМ в дерновом и гумусовом горизонтах почв Алтайского края и Республики Алтай.

Сравнение с данными В.Б. Ильина для Западной Сибири [2] по Cd, Pb и Cr показывают более высокие значения, полученные нами для почв Алтайского края. Почвы Республики Алтай характеризуются значительно более низкими содержаниями Cd и Pb, что находится в соответствии с большей экологической чистотой этой территории. В целом, фоновые содержания ТМ в почвах региона близки к среднемировым данным [1].

Повышение концентраций ТМ в гумусовом горизонте почв отмечали многие исследователи. Нами установлено, что это характерно и для дернового слоя по сравнению с собственно гумусовым, и наблюдается даже при отсутствии локального загрязнения на субстратах с кларковыми их содержаниями.

Обратная тенденция увеличения содержаний с глубиной, независимо от типа почвообразования, была подмечена М.А. Мальгиным и А.В. Пузановым для Hg в почвах районов ртутных месторождений Алтая [4]. Нами она зафиксирована и для ряда других элементов в почвах природных рудных аномалий, хотя в этом случае распределение часто имеет более сложный характер. Причинами этого являются весьма неравномерное распределение рудных компонентов в почвообразующих породах и в присутствии в горных почвах материала исходных пород.

Общее накопление ТМ в верхних горизонтах почв корректнее всего можно оценить в разрезах на породах с их низкими кларковыми содержаниями, которые сопоставимы, в частности, с вкладом атмосферных выпадений. Геохимическое изучение почв в таких обстановках позволит дать оценку вклада атмосферной составляющей фона.

Были проведены исследования распределения ТМ в почвенных разрезах на гранитоидах Белокурихинского массива в природных элювиальных ландшафтах (предгорье и низкогорье Алтая). Содержания Cu, Zn, Cr, Ni и Co в изученных почвенных разрезах обнаруживают зависимость от содержаний в гранитоидах в ряду гранодиориты – биотитовые граниты – лейкократовые граниты вплоть до дернового горизонта. У Mn эта тенденция проявляется менее отчетливо.

В породах гранитоидного состава содержание этих ТМ, в основном, связано с темноцветными минералами и магнетитом. Выборочное изучение распределения постоянно присутствующих в почвах остаточных биотита и магнетита показало увеличение их содержания на глубину почвенных разрезов: от 0,1 до 6,4 (максимально до 23,7) объемных % биотита и от 0,03 до 0,3 вес % магнетита. Тем не менее, оно сопровождается обратным распределением ТМ по почвенным разрезам, что, очевидно, связано с атмосферным привносом в верхние горизонты. Чтобы избежать влияния почвообразующего субстрата, искажающего оценку атмосферного привноса, для этих элементов следует использовать результаты анализа почв на лейкократовых гранитах. Наиболее ярко повышение содержа-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ний в поверхностных почвенных горизонтах проявляется в отношении Cd и Hg.

Таблица 1. Средние содержания микроэлементов в почвах (мг/кг)

	Алтайский край				Республика Алтай			
	Дерновый горизонт		Гумусовый горизонт		Дерновый горизонт		Гумусовый горизонт	
	N	Содержание	N	Содержание	N	Содержание	N	Содержание
Cr	505	80±4 12-470	535	80±3 14-363	158	98±9 14-384	213	91±5 8-211
Mn	516	807±23 57-2057	550	755±21 60-1840	159	980±57 195-2286	201	895±49 56-2000
Co	516	10,8±0,3 0,4-25	547	11,4±0,4 1-48	81	12,2±0,8 3,2-20	124	11,5±0,8 2-25
Ni	519	32±2 1,5-392	551	31±1 1,5-168	81	36±3 8,4-384	124	31±3 6-72
Cu	513	25±1 3,9-64	549	24±1 2,5-79	157	29±2 3,9-85	215	28±1 8-77
Zn	516	74±2 23-219	552	65±2 8,5-185	160	78±4 18,9-150	218	70±4 16-197
As	230	10±1 0,04-36	216	11±1 0,07-51	91	13±3 0,73-66	99	12±2 0,5-70
Sb	509	0,87±0,06 0,05-7,5	544	0,83±0,06 0,09-6,96	82	1,0±0,1 0,03-4,7	184	1,1±0,1 0,01-3,3
Cd	507	0,19±0,01 0,01-0,84	546	0,13±0,01 0,01-0,8	158	0,12±0,01 0,02-0,4	212	0,10±0,01 0,01-0,58
Hg	493	0,073±0,06 0,006-0,78	520	0,05±0,04 0,01-0,63	145	0,10±0,02 0.01-0,95	171	0,10±0,02 0,01-0,73
Pb	511	23±1 1,4-57	545	21±1 3-77	159	11±2 3,9-85	216	12±1 8-77

Примечание. В числителе – среднее, в знаменателе – пределы вариации N –количество проб. Аномальные содержания не учитывались при оценке средних.

Аккумулирующие свойства почвы, и, прежде всего дернового горизонта, в отношении атмосферных выпадений ТМ создают значительные трудности в оценке их годового уровня и динамики. Для этой цели было предложено использовать хвойные подстилки. В качестве трассера выпадений атмосферных загрязнителей использован техногенный радиоизотоп ^{137}Cs [3]. Расчет, проведенный для ртути по уравнению регрессии ^{137}Cs-Hg, показал, что ее привнос из атмосферы в последние годы составил для Алтайского региона в среднем 0,045 г/км^2 в год. В дальнейшем этот подход можно применить и для приближенной оценки поступления на почвенную поверхность и некоторых других ТМ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 97-05-65201

Литература

1. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеяных элементов в почвах. М., АН СССР, 1957, 238с.
2. Ильин В.Б. Тяжелые металлы в системе почва-растение. Новосибирск, Наука, 1991, 151с.
3. Ковалев С.И., Маликова И.Н., Бадмаева Ж.О., Степин А.С. ^{137}Cs как индикатор выпадений атмосферных загрязнителей (на примере Алтая) // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Материалы международной конференции. Томск, 1996, 238-241
4. Мальгин М.А., Пузанов А.В. Ртуть в почвенном и приземном воздухе Алтае-Саянской горной области // Химия в интересах устойчивого развития. 1995, т.3, №1-2, 161-173.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

МИКРОФЛОРА ПРИРОДНЫХ ВОД ГОРОДА ТОМСКА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

Н.Г. Наливайко, К.И. Кузеванов
Томский политехнический университет, г. Томск

Многочисленными исследованиями установлено, что поверхностные и подземные воды урбанизированных территорий претерпевают существенные изменения. Томск в этом отношении не является исключением. Состав его природных вод, как и для большинства других городов, формируется под влиянием совокупности естественных и техногенных факторов. Особенность гидрогеологических условий на территории города определяется его слоистым сложением разреза, обусловленным развитием водоносных комплексов четвертичных, палеогеновых, меловых и карбоновых отложений. Между отдельными водоносными горизонтами устанавливается сложное гидродинамическое взаимодействие, выраженное вертикальными перетоками и разгрузкой.

Микроорганизмы являются непременным компонентом состава природных вод. Обладая высокой чувствительностью и адаптивностью, они реагируют на смену физико-химических условий среды обитания изменением своих биохимических свойств и количественного содержания. По составу бактериальных ассоциаций природных вод можно судить о наличии в воде различных органических и минеральных веществ, а также о направленности физико-химических процессов, протекающих в подземных и поверхностных водоносных горизонтах.

В течение нескольких лет проводились исследования микрофлоры различных водопроявлений в пределах городской территории: открытых водоемов, колодцев, родников, ручьев, скважин, вскрывающих различные водоносные горизонты (четвертичного, палеогенового, палеозойского возраста). Микробиологические исследования проводились в комплексе с гидрогеологическими исследованиями условий залегания и разгрузки подземных вод, изучением их макро- и микрокомпонентного состава.

В воде городских источников были выявлены разнообразные физиологические группы бактерий, осуществляющие деструкцию органических и минеральных веществ и являющиеся индикаторами на наличие этих соединений в воде: легкогидролизуемой органики, нефти и нефтепродуктов, нитратов, нитритов, аммиака, сульфатов, сероводорода. Формирование бактериальных ассоциаций водопроявлений происходит под влиянием комплекса своеобразных факторов, обусловленных как характером самого водопроявления, так и его месторасположением на территории города. В распределении микрофлоры наблюдается вертикальная и горизонтальная дифференциация. Наиболее высокое содержание бактерий различных трофических уровней присутствует в воде поверхностных источников, открытых водоемов, колодцев, вскрывающих линзы верховодки и скважин ручного бурения, пройденных на подземные воды четвертичных отложений, что объясняется уровнем их экологического состояния. Так, уникальные старичные, чистые в прошлом озера в районе Черемошников - Керепеть, Еренеевское- по составу микрофлоры являются полисапробными и содержат в 1 мл десятки тысяч клеток бактерий, являющихся показателями наличия в воде озер значительного количества органики белкового характера, нефтепродуктов, аммиака, нитратов и сероводорода. Определяющим фактором в формировании химического и микробиологического состава воды озер, несомненно, является антропогенно-техногенный. В озера попадают стоки промышленных предприятий, домов и построек жилого сектора.

Вода неглубоких колодцев, в зависимости от расположения на территории города, может содержать большое количество аммонифицирующих, водородпродуцирующих и даже нефтеокисляющих микробов (колодцы на ул. Ялтинской).

Количество бактерий в ручьях ниже, чем в воде открытых водоемов. Пробы воды,

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

отобранные в пределах истоков русел и приустьевых зонах ручьев различаются по составу и количеству микробов. Как правило, в истоках ручьев преобладают аэробные евтрофные микроорганизмы, окисляющие органические вещества до воды и углекислого газа. В устьевых частях ручьев преобладают анаэробные формы микробов. Анаэробное восстановление органических веществ сопровождается выделением в воду токсичных продуктов метаболизма: сероводорода, меркаптанов, индола и прочих.

В некоторых ручьях, к примеру, Академическом, русловые части содержат небольшое количество бактерий, индикаторных на наличие загрязняющих веществ, что является результатом процессов самоочищения.

Вода родников содержит относительно меньшее количество микробов по сравнению с ручьями. Состав бактериальных ассоциаций в них определяется степенью антропогенной нагрузки в области питания, а также наличием каптажного устройства в области разгрузки. Исследования показали, что большая часть родников на территории города содержит бактерии, индикаторные на те или иные загрязняющие вещества. Вода родника по ул. Островского, названного за чистоту Божьей росой, в настоящее время, содержит большое количество аммонифицирующих и денитрифицирующих микроорганизмов, выделяющих в воду аммиак. Высокое содержание аммиака в воде родника подтверждено химическим анализом и обусловлено попаданием с поверхности канализационных и сточных вод. Родники, расположенные на ул. Тимакова, содержат значительное количество нефтеокисляющих микроорганизмов, что связано с поступлением в водоносный горизонт нефтепродуктов с территории, расположенной выше по склону автоколонны и частных гаражей. Большое значение имеет инженерное оборудование выхода подземных вод. Каптаж препятствует загрязнению воды при разгрузке на поверхность. Вода не каптированных родников чаще всего загрязняется аллохтонной, содержащей бактерии группы кишечной палочки и почвенной микрофлорой (протеем, плесневыми грибами и пр.). Важны также тип конструкции и характер материалов, применяемых для оборудования выхода подземных вод. Использование деревянных, как наиболее доступных в изготовлении, элементов каптажа родников не совсем удачно, так как приводит к появлению и развитию на их поверхности целлюлозоразрушающих бактерий, вызывая сопряженную сульфатредукцию, в результате которой вода обогащается сероводородом.

В воде скважин, вскрывающих палеогеновые и палеозойские водоносные горизонты, количество бактерий самое низкое - в пределах нескольких десятков – сотен клеток в 1 мл воды. В воде некоторых палеозойских скважин бактериальные ассоциации представлены преимущественно сероводородподуцирующими микроорганизмами, хотя и в небольшом количестве. Это характерно для скважин, расположенных в восточной и юго-восточной частях города, и, возможно, обусловлено литолого-минералогическим составом водовмещающих пород, содержащих пирит.

Приведенные результаты микробиологических исследований показали, что вода открытых водоемов, ручьев и ряда родников на территории города загрязнена бытовой органикой, нефтепродуктами, токсичными минеральными веществами: сульфатами, нитратами, нитритами, аммиаком. Помимо химических веществ, поверхностные водопроявления подвергаются загрязнению бактериями группы кишечной палочки и условно-патогенными микробами. Наиболее чистой по результатам микробиологического анализа является вода палеогеновых и палеозойских водоносных горизонтов, вскрытых эксплуатационными скважинами.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА НОВОКУЗНЕЦКА И ПРИГОРОДНОЙ ЗОНЫ

В.Л. Некипелый, С.А. Некипелая
ТОО «Кузбассэкогеоцентр», г. Новокузнецк

1. Наличие достоверной информации о фактическом экологическом состоянии природной среды имеет особо важное значение для административных органов любой территории. Прежде всего, это относится к таким экологически напряженным территориям, как город Новокузнецк. Для получения такой информации в 1993-96 гг. проведены эколого-геохимические исследования города Новокузнецка и пригородной зоны на площади 1400 кв. км. Работы проводились в соответствии с методическими рекомендациями и требованиями по выполнению геолого-экологических работ [1,2], оценка экологической ситуации выполнена по критериям Министерства охраны окружающей среды [3].

2. Эколого-геохимическое картирование выполнено для почвенного горизонта, снегового покрова, донных отложений и поверхностных вод. Аналитические работы проведены на широкий комплекс элементов, включающий все химические элементы первого, второго и третьего классов опасности. Чувствительность аналитических методов достаточна для определения подавляющего большинства элементов на уровне кларковых концентраций. Комплект отчетных графических материалов включает карты трех уровней обобщения информации. Карты наиболее низкого уровня представлены монокомпонентными картами распределения химических элементов и показателей на изученной территории. К картам второго уровня отнесены поликомпонентные карты: полиэлементные эколого-геохимические карты, мультипликативные карты, карты суммарного показателя загрязнения, карты экологической оценки состояния компонентов природной среды (почв, снега и др.). К картам третьего уровня относится эколого-геохимическая карта, суммирующая всю полученную информацию, прежде всего по экологической оценке состояния компонентов природной среды. Впервые для Новокузнецка на основании фактических данных о распределении в пылевой и водной фазах снега различных химических компонентов откартированы факелы выбросов основных промышленных объектов - Западно-Сибирского и Кузнецкого металлургических комбинатов, Абагурской агломерационно-обогатительной фабрики, Восточного промышленного узла (Новокузнецкий алюминиевый завод. Кузнецкий завод ферросплавов) [4].

3. В качестве нормативных показателей для экологической оценки состояния компонентов природной среды использованы суммарный показатель загрязнения (СПЗ) (снег, почвы, донные отложения), общая пылевая нагрузка (снег), предельно допустимые концентрации (поверхностные воды). Для расчета СПЗ использовались статистические параметры распределения химических элементов в областях регионального фона, к которым отнесены территории вне зоны техногенного влияния Кузбасса - отдельные части Кузнецкой котловины и горнотаежные территории Кузнецкого Алатау и Горной Шорни. В перечень химических элементов для расчета СПЗ включались только техногенные элементы, поступающие в повышенных и аномальных количествах в природную среду при функционировании промышленных объектов города. Расчеты СПЗ выполнены как для всех техногенных элементов, так и для элементов различных классов опасности. Для выделения эколого-геохимических аномалий использованы статистические параметры распределения химических элементов в участках локального фона - территории пригородной зоны вне ореола аномального техногенного влияния города Новокузнецка.

4. В результате проведенных эколого-геохимических работ откартирован факел загрязнения города Новокузнецка, протягивающийся в пределах изученной площади в долине реки Томи на расстояние более 45 км при ширине до 22 км. В его контурах находится вся городская территория и пригородная зона вблизи нее. На север факел не оконтурен и простирается за пределы площади эколого-геохимической съемки. Факел имеет зональ-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ное строение - в осевой части его контура, выделяемого на уровне умеренно опасного загрязнения природной среды, расположена непрерывная зона опасного загрязнения длиной около 40 км при ширине до 13 км. Она приурочена к территории Заводского, Центрального, Куйбышевского и Кузнецкого районов и протягивается вдоль долин рек Томи и Кондомы. В контуре зоны опасного загрязнения выделяются три эпицентра с чрезвычайно опасным уровнем загрязнения природной среды, приуроченные к промзонам ЗСМК, КМК, Абагурской АОФ и прилегающим к ним территориям. Максимальную площадь имеет Западный эпицентр, охватывающий практически всю центральную часть города, включая промзону КМК.

5. Основными источниками поступления техногенных химических веществ в окружающую среду города Новокузнецка являются наиболее крупные предприятия - ЗСМК, КМК, Абагурская АОФ, НКАЗ, КЗФ, Кузнецкая ТЭЦ. Для каждого из них, прежде всего на основе изучения депонирующих компонентов природной среды (почвы, снег) установлены типоморфные комплексы техногенных химических элементов, а также определены индикаторные элементы, позволяющие достаточно надежно картировать площади загрязнения каждого техногенного объекта. Для Кузнецкого металлургического комбината типоморфными химическими элементами являются: серебро, свинец, кадмий, хром, цинк, марганец, мышьяк, никель, медь, стронций, молибден, кобальт, олово, а индикаторными - серебро, свинец, цинк, кадмий и хром. Для Западно-Сибирского металлургического комбината типоморфными химическими элементами являются: цинк, свинец, марганец, кадмий, медь, олово, хром, мышьяк, серебро, фосфор, ванадий, а индикаторными - серебро, свинец, цинк, марганец, фосфор и ванадий. Для Абагурской АОФ типоморфными химическими элементами являются: медь, кобальт, молибден, цинк, свинец, марганец, кадмий, олово, мышьяк, никель, серебро, а индикаторными - медь, кобальт, молибден, мышьяк и никель. Для Восточного промузла типоморфными химическими элементами являются: медь, молибден, свинец, марганец, олово, фтор, галлий, бериллий, стронций, а индикаторными – фтор, галлий, олово и бериллий. Для территорий промышленных зон значения СПЗ достигают 1000-2000, причем основной вклад принадлежит химическим элементам первого и второго классов опасности.

6. Среди городских административных районов наиболее сильным чрезвычайно опасным уровнем загрязнения характеризуйся территория Центрального района, опасный уровень отмечается для Заводского, Куйбышевского и Кузнецкого районов и умеренно опасный - для Орджоникидзевского.

7. На основании анализа экологической ситуации проведено районирование изученной территории с выделением и характеристикой участков с различной экологической ситуацией - благоприятной, условно благоприятной, неблагоприятной (зоны чрезвычайной экологической ситуации) и крайне неблагоприятной (зоны экологического бедствия).

8. Полученные в результате проведения работ материалы могут использоваться Администрацией города Новокузнецка для разработки мероприятий по рациональному природопользованию, экологической оценки городских земель, учитываться при принятии решений градостроительного характера.

Работа финансировалась Экологическим фондом города Новокузнецка. Авторы выражают благодарность бывшему заместителю Главы Администрации города Н.В. Чижу и бывшему председателю Комитета по охране окружающей среды Б.Н. Колесникову.

Литература

1. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. - М.: ИМГРЭ, 1982. 112 с.
2. Требования к геолого-экологическим исследованиями картографированию масштаба 1:50000-1:25000. М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. 127 с.
3. Критерии оценки экологической обстановки территории для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. - М.:Министерство охраны окружающей среды,1992. 58с.
4. Некипелый В.Л., Некипепая С.А., Немтина Н.И. Эколого-геохимическая характеристика снегового по-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

крова города Новокузнецка // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. Т.2. Томск, 1996. С.266-268.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ СОРСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО КОМБИНАТА)

А.А. Поцелуев[1], В.А. Коробкин[2], В.К. Кондрин[3], С.М. Бибик[4]
[1]Томский политехнический университет, г. Томск
[2]Институт проблем жилищно-коммунального хозяйства, г. Томск
[3]МКП «Комплекс», г. Сорск, Республика Хакасия
[4]АО «Молибден», г. Сорск, Республика Хакасия

Добыча и переработка полезных ископаемых являются одним из главных факторов изменения окружающей среды (ОС) в целом и геологической среды (ГС) в частности. В большинстве случаев эти изменения имеют необратимый характер. Наносимый природе (долговременный) ущерб часто превышает получаемый (временный) экономический эффект от эксплуатации недр.

Сибирь является крупнейшим регионом Евразии, который традиционно рассматривается как источник сырья (Au, Mo, Fe, Cu, U, алмазы, уголь, нефть и др.) для экономически более развитых центров. Поэтому здесь геоэкологические проблемы стоят наиболее остро и требуют первоочередного рассмотрения.

Сорское медно-молибденовое месторождение эксплуатируется с 1952 года, и имеющиеся в настоящее время данные позволяют прогнозировать активную эксплуатацию объекта в перспективе на 30 – 50 лет. За этот период произошли значительные изменения ГС в зоне влияния комбината. Глубина карьера достигла 300 м., накоплены большие объёмы отходов производства, что приводит к существенному изменению ландшафтных, (атмо-, лито-, гидро-, био-) геохимических, гидрогеологических и инженерно-геологических характеристик ОС. В результате освоения объекта по существу сформированы вторичные техногенные месторождения рудных элементов и строительных материалов, запасы которых будут значительно возрастать. Это может привести к изменению приоритетов в экономической деятельности комбината. Некоторые показатели изменения ОС по объектам комбината приведены в табл. 1. К настоящему времени созданы три отвала – северный, южный и западный. Под северным отвалом погребена значительная часть д. Соры. Южный отвал буквально «навис» над городом.

Произошли значительные изменения гидрогеологических условий. В хвостохранилище скопились большие объёмы природных и техногенных вод, ниже плотины устроены отстойники, а сток р. Соры зарегулирован в искусственном русле, которое в районе северного отвала смещено к югу на 100 – 300 м. В долине реки исчезли кустарниковые болота, а болото в южной части урочища Куяк Торчан покрыто прудом – оз. Тёплое.

Таблица 1. Изменение ГС по основным объектам комбината

Объекты	Площади объектов, км^2			
	1970 г.	1980 г.	1991 г.	1997 г.
Карьер	0,344	2,187	3,001	3,464
Отвалы карьера	0,203	4,094	7,461	7,786
Хвостохранилище	0,312	2,844	5,094	6,703
Сумма	0,859	9,125	15,556	17,953

Огромное воздействие на ОС при разработке месторождения оказывают процессы химического загрязнения. По данным авторов и других исследователей в геологических образованиях Сорского месторождения отмечаются в повышенных концентрациях более

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

40 химических элементов [1, 3, 4 и др.] Большинство из этих элементов являются опасными для здоровья (табл. 2).

В процессе добычи, транспортировки и переработки руд месторождения происходит значительное пылевое и аэрозольное загрязнение ОС.

Таблица 2. Геохимический спектр геологических образований Сорского месторождения

Класс опасности по ГОСТ 17.4.1.02-83 [2]		Кларки концентраций элементов			
		> 1	> 10	> 100	> 1000
1	Вещества высоко опасные		F	Pb, Zn, As, Cd, Hg, Se	
2	Вещества умеренно опасные	Ni	Cr, Co	Cu	Mo, Sb
3	Вещества мало опасные	Mn, V, Ba, Sr			W
Не нормируемые		Ge, Li, Nb, La, Rb	Sn, Au, Pt-ноиды, In, Th, Rn, Ce, Y	Yb, Tl	Ag, Bi, Re, U

Примечание: кларки концентраций рассчитаны по С.Р. Тейлору и С.М. Мак-Леннану [5].

Важнейшей предпосылкой формирования гидрогеохимического загрязнения является создание больших по площади отвалов «безрудных» пород и некондиционных руд (7,786 км^2) и хвостохранилища обогатительной фабрики (6,703 км^2). Основное количество осадков в районе приходится на летнее время (до 60 %). Под действием атмосферных кислородонасыщенных вод происходит активное окисление сульфидов (главных минералов руд) в разрыхленной высоко проницаемой массе пород отвалов и хвостохранилища.

Более масштабные геохимические процессы проходят и, учитывая тенденции потепления климата, будут активнее развиваться в массе отходов обогатительной фабрики. Основной материал, поступающий в хвостохранилище, имеет размер 1 мм, и соответственно очень хорошо проницаем для водных растворов. Хвостохранилище устроено в пойме р. Соры, что определяет постоянный дренаж поверхностными водами продуктов хвостохранилища и вынос химических элементов в р.р. Бюря, Абакан, Енисей.

Таким образом, необходимо проведение комплексных геоэкологических исследований и организация мониторинга в зоне влияния комбината на ОС. Это позволит составить обоснованный геоэкологический прогноз на перспективу и выработать рекомендации по снижению вредного влияния деятельности комбината на ОС и человека, по рациональному и комплексному использованию минеральных ресурсов.

Литература

1. Амшинский Н.Н., Сотников В.И. Сорское медно-молибденовое месторождение. – М.: Недра, 1976.
2. ГОСТ 17.4.1.02-83. Почвы. Классификация химических веществ для контроля загрязнения.
3. Петровская С.Г., Санин В.П., Спиридонов А.М., Страгис Ю.М. Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1980.
4. Сотников В.И., Березина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах. – Новосибирск: Наука, 1993.
5. Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир, 1988.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ U, TH, K В МАГМАТИТАХ ПРОТЕРОЗОЯ КАК ФАКТОР РАДИАЦИОННОЙ ОБСТАНОВКИ НА ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЯХ ОЗЕРА БАЙКАЛ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

В.Н. Собаченко, Л.В. Исакова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

На водосборных площадях озера Байкал в Западном Прибайкалье широко проявлены магматиты Прибайкальского вулканического пояса нижнего-среднего протерозоя (1900-1700 млн. л.), который рассматривается как тектонотип интракратонных вулкано-плутонических поясов протерозоя активных континентальных окраин древних платформ.

Геологические и петролого-геохимические данные по кислым магматитам нижнего протерозоя, проявленным в краевых структурах юга Сибирской платформы, свидетельствуют о том, что они являются палингенными образованиями, сформированными с участием глубинных флюидов. Эволюция составов во времени гранитоидов и вулканитов в значительной мере определялась процессами дифференциации кислых палингенных магм с формированием андезит-дацит-риолитовых-трахириолитовых серий вулканитов, а также субвулканических и гипабиссальных гранитоидов, в том числе рапакивиподобных.

Кислые магматиты (особенно их поздние дифференциаты) характеризуются повышенной щелочностью (К агп - 0,65-0,95) с преобладанием калия над натрием (n=45-48), высокой железистостью (F>80), широкими вариациями кремнекислотности (SiO_2 от 62-64 до 76-77 мас.%), низкой кальциевостью и магнезиальностью. По многим петрогеохимическим характеристикам полнокристаллические кислые породы близки к рапакивиподобным гранитоидам.

Калиевые гранитоиды и их вулканические аналоги нижнего протерозоя относительно малокальциевых гранитоидов земной коры (Turekian, Wedepohl, 1961) обогащены (особенно поздние дифференциаты) фтором (0.1-0.4 мас.%), Rb-(330-580 здесь и далее в г/т), Be (40-7.2), Nb (25-70), Ta (1.6-5.0), Zr (230-640), РЗЭ (640-1000), Y (40-110), Sn (6-11). Для пород состава гранодиоритов-андезитов-дацитов характерны высокие содержания Ba (900-3100 г/т), а также Co (4-18), Cr (3.5-12), Zn (70-250). Вместе с тем, калиевые магматиты характеризуются невысокими концентрациями Li (12-50), V (5-26).

В зонах региональных разломов, проявленных в породах докембрия Западного Прибайкалья, выявлены субщелочные и щелочные высокотемпературные альбит-кварц-микроклиновые метасоматиты с литиевыми лепидомеланами, гастингситом, а также низкотемпературные кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты с хлоритом, эпидотом, гематитом, содержащие редкометалльную, в том числе радиоактивную минерализацию.

Природная радиационная обстановка на водосборных площадях озера Байкал в Западном Прибайкалье в значительной мере зависит от геохимических особенностей кислых магматитов и приразломных метасоматитов и прежде всего от закономерностей распределения в них урана, тория, калия, фтора и других типоморфных для них элементов. Вместе с тем до последнего времени представительные данные о распределении радиоактивных элементов в магматитах Прибайкальского вулканического пояса были весьма ограничены. При геологическом картировании вулканического пояса определения U и Th в магматитах проводились фрагментарно, разными методами и в различных лабораториях, что затрудняло корректную оценку закономерностей вулканического пояса.

Представительная партия геохимических проб магматитов и метасоматитов протерозоя, взятых преимущественно на водосборных площадях озера Байкал, в 1997 году была проанализирована на U и Th рентгенофлюоресцентным методом, а также в этих пробах были определены РЗЭ (химико-спектральный метод), выполнен полный химический состав пород, определен ряд других типоморфных для этих образований элементов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таблица 1

№ фрагмента	^{137}Cs, Бк/кг	^{134}Cs, Бк/кг
1	$196 \cdot 10^3$	225
2	$747 \cdot 10^3$	859
3	$416 \cdot 10^3$	468
4	$240 \cdot 10^3$	272

Новые аналитические данные дали возможность выявить общие закономерности распределения U и Th в андезит-дацит-трахириолитовом и гранодиорит-граносиенит-аляскитовом рядах дифференциации магм. Установлено возрастание концентрации U и Th в поздних дифференциатах вулканического пояса: для урана - от 1,5-2 г/т в ранних андезитах-гранодиоритах до 18-20 г/т в трахириолитовых порфирах- аляскитовых гранитах. В этом же ряду пород содержания тория увеличиваются от 25-27 до 52-54 г/т, а концентрация фтора возрастает от 0.08-0.15 до 0.3-0.41 мас.% и выше.

В субщелочных высоко- и низкотемпературных приразломных метасоматитах Северо-Западного Прибайкалья содержания урана и тория достигают значительных величин при отношении U/Th от 0.3-0.7 до 1.5 и более. В низкотемпературных метасоматитах развита уран-ториевая и торий-урановая минерализация, в том числе уранинит, титанаты урана, торит, редкоземельные урансодержащие тантало-ниобаты и другие минералы.

Распределение калия в магматиах вулканического пояса неравномерное и определяется процессами дифференциации магм. Наиболее низкие содержания калия (3,40 - 3,50 мас.%) характерны для ранних андезитовых - дацитовых порфиров и гранодиоритов. Относительно ранних дифференциатов концентрация калия возрастает до 4,6 - 4,8 мас.% в трахириолитовых порфирах, граносиенитах и аляскитовых гранитах. Содержания натрия в этих породах не превышают 2,9 мас.%. Особенно обогащены калием (до 4,8-4,9 мас.%) широко проявленные в зонах разломов грубоочковые микроклиновые бластотектониты и отдельные типы приразломных метасоматитов. В этих же породах часто фиксируются повышенные концентрации урана и тория. Таким образом, на водосборных площадях озера Байкал в Западном Прибайкалье повышенный природный радиационный фон имеют районы с широким распространением кислых калиевых магматитов, относящихся к поздним дифференциатам магм вулканического пояса, для которых характерны наиболее высокие концентрации U, Th и K, а также зоны региональных разломов с проявленными высоко- и низкотемпературными редкометалльными кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Этот вывод в целом согласуется с материалами ранее проведенных в Западном Прибайкалье аэрогеофизических работ с использованием многоканальной аппаратуры (АСГ-48 и другой).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Администрации Иркутской области (проект Р-(02) Байкал 97-05-96374).

ТЕХНОГЕННЫЕ РАДИОНУКЛИДЫ В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ПОЧВАХ РЕКИ ЕНИСЕЙ (ОСТРОВ АТАМАНОВСКИЙ)

Ф.В. Сухоруков[1], М.С. Мельгунов[1], С.И. Ковалев[1], А.Я. Болсуновский[2]
[1]ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск
[2]Институт биофизики СО РАН, г. Красноярск

В последнее десятилетие, после аварии на ЧАЭС, большое внимание уделяется выявлению территорий былых и остаточных радиоактивных загрязнений, связанных с испытаниями ядерных устройств, работой атомных производств и захоронением радиоактив-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ных отходов. Результаты этих работ, полученные в нашей стране и за рубежом, изложены в многочисленных публикациях. В них приводятся данные по характеру и степени загрязнения радионуклидами разнообразных ландшафтов от самых разнообразных источников.

Особый интерес представляют загрязнения, обусловленные функционированием производств по наработке изотопов плутония, в число которых входит Красноярский горно-химический комбинат (ГХК) (Плутоний в России, 1995). Сведения о характере и масштабах загрязнения окружающей среды (ОС) элементарных ландшафтов р. Енисей в результате деятельности ГХК появились в последние 3-4 года [1, 2]. В них показано, что загрязнению подверглись аллювиальные почвы затопляемой части островов и берегов Енисея на расстояниях, превышающих 1000 км от источника. В работе (Атомная энергия) приводятся данные по загрязнению вод, донных отложений, почв и растений большим спектром радионуклидов от короткоживущего ^{24}Na до вечного ^{239}Pu. Показано, что вниз по течению наблюдается постепенное уменьшение плотности радиоактивного загрязнения и меняется качественный состав радионуклидов и их количественные соотношения.

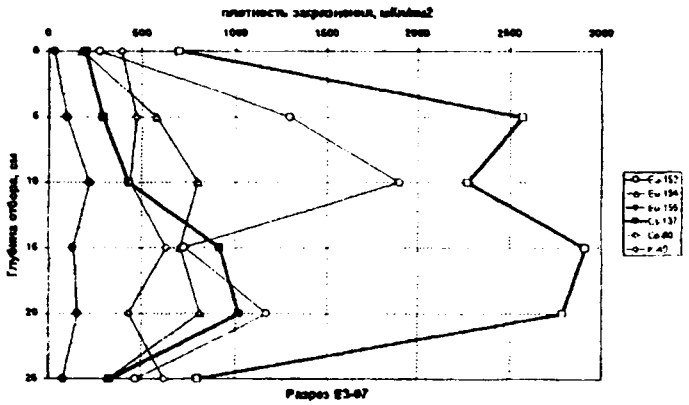


Рис. Вертикальное распределение плотности запасов радионукидов в аллювиальной почве косы Атамановской. Опробование выполнено кольцом с полным отбором материала

Проведенные нами исследования аллювиальных почв ближайших к сбросу островов (в основном, о-ва Атамановский) показало, что в них накоплены большие количества долгоживущих радионуклидов, наибольшим распространением, из которых пользуются ^{137}Cs, ^{152}Eu и ^{60}Co. В отдельных точках их запасы достигают десятков Ки/км^2. В почвенных профилях на разных уровнях встречаются активные частицы, сложенные графитоподобным веществом (до 2 мм в диаметре). Активность их обусловлена, в основном, ^{137}Cs. В четырех фрагментах одной из таких частиц, обнаруженной в почвенном разрезе Е-3 (см. рис.) в интервале 10-15 см, удалось измерить и ^{134}Cs. Данные по ним приведены в таблице.

Если принять, что изначально соотношение ^{137}Cs и ^{134}Cs было как чернобыльское, то возраст ее ~ 16 лет. Это минимальный срок ее поступления в аллювиальную почву. Из рисунка видно, что доля ^{137}Cs в аллювиальной почве по сравнению с долей, связанной в активной частице, невелика, и характер распределения «рассеянного» ^{137}Cs по профилю согласуется с распределением других изотопов, что указывает, по крайней мере, на две формы нахождения ^{137}Cs в аллювиальной почве.

Определение форм подвижности радиоизотопов в пробах почв этого профиля показало, что ^{137}Cs более прочно связан в почвах, чем ^{60}Co и ^{152}Eu. Из таблицы 2 видно, что это различие особенно заметно для кислотнорастворимой формы, что касается значительного размаха значений степени выщелачивания воднорастворимой и подвижной формы (воздействие ацетатно-аммонийным буфером), то он связан с большой неравномерностью содержаний изотопов в исходной пробе, обусловленной неравномерным распределением органики.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Таблица 2. Результаты выщелачивания ^{137}Cs, ^{60}Co, ^{152}Eu из аллювиальной почвы

Пробы		Степень выщелачивания, %		
		^{137}Cs	^{60}Co	^{152}Eu
I	1	7*	20*	17*
	2	8*	20*	19*
	3	5.2	21.6	61.2
	4	33.3	67.9	84.5
II	1	11*	20*	27*
	2	15*	23.3	27*
	3	33	37.0	66.0
	4	62	83.3	79
III	1	15*	13*	3*
	2	18*	11*	3*
	3	38.5	44.1	60.8
	4	49.6	79.5	87.6
IV	1	14*	22*	27.1
	2	14*	11.5*	41.1
	3	16	58.4	72.1
	4	50	86.5	87.5
V	1	13*	11*	4*
	2	16*	17*	7.7
	3	25.6	54.1	76.5
	4	47.9	75.2	91.7

Примечание. а) Цифры 1, 2, 3, 4 - растворы для выщелачивания: 1- дистиллированная вода, 2 - ацетатно-аммонийный буфер с pH=4.8, 3 - 1MHNO_3, 4- 5MHNO_3 и соответствующая им степень выщелачивания в %; б) выщелачивания проводились из 50-ти граммовых навесок, которые отличались друг от друга активностью одноименных радионуклидов, в) * - данные с большой (> 50 %) ошибкой.

Из изложенного следует, что значительная часть ^{60}Co, ^{152}Eu и, в меньшей степени ^{137}Cs, связана с органикой или прочно сорбирована слоистыми алюмосиликатами, в частности, гидрослюдой, слагающей, наряду с полевыми шпатами и кварцем минеральную часть почв. ^{137}Cs помимо указанных форм (активные частицы, органокомплексы и поверхностная хемосорбция), в значительной мере фиксирован, вероятно, в гидрослюде (гидромусковите), где он входит в межслоевые промежутки, замещая в них калий.

Исходя из того, что в природе в условиях больших водных потоков отсутствуют сильнокислые среды, можно считать названные радионуклиды малоподвижными, а места их скопления с большей активностью твердыми радиоактивными отходами, которые могут быть удалены, перемещены или рассеяны, в основном, механически, в том числе путем размыва почв рекой.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН №14-96

Литература

1. Носов А.В., Ашанин М.В., Иванов А.Б. и др. Радиоактивное загрязнение р. Енисей, обусловленное сбросами Красноярского горно-химического комбината. Атомная энергия, т. 74, вып. 2, 1993, с. 144-150.
1. Кузнецов Ю.В., Ревенко Ю.Л., Легин В.К. и др. К оценке вклада реки Енисей в общую радиоактивную загрязненность Карского моря. Радиохимия, т. 36, вып. 6, 1994, с. 546-559.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ГОРНО-ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ САЛАИРА

Н.А. Трифонова, Ю.Г. Копылова, М.З. Потылицына
Томский политехнический университет, г. Томск

Важной составной частью методологии геоэкологических исследований подземных вод являются микробиологические методы, в частности микробиологический анализ. Специфика подземных вод как среды обитания формируется в результате взаимодействия их с вмещающими породами и инфильтрационными водами, несущими информацию о природных и антропогенных факторах формирования поверхностных водных экосистем.

В процессе микробиологического изучения подземных вод руководствовались экологическими принципами С.Н. Виноградского, положенными в основу микробиологического анализа природных сред. Следуя этим принципам, проводилось определение микроорганизмов, преобразующих разнообразные соединения углерода, азота, серы, которые являются для них источниками жизнеобеспечения. Следует сказать, что микробиологический анализ подземных вод не ограничивается представленной схемой. В ряде случаев есть необходимость изучения бактерий в подземных водных экосистемах, отличающихся нестандартными значениями экологических параметров: высокой соленостью, высокой (низкой) температурой, низкими или высокими значениями pH, Eh, наличием в водах газов, тяжелых металлов, радионуклидов.

Индивидуальность микробиологических исследований подземных вод Салаира обусловлена, во-первых, региональным характером проведенных работ, касающихся горно-таежной зоны Салаира, а, во-вторых, схемой микробиологического анализа, обеспечивающей определенную полноту изучения спектра микроорганизмов, участвующих в геохимических циклах элементов в подземной водной экосистеме. Объектами микробиологических исследований являлись пресные воды с минерализацией от 100 до 700 мг/л, относящиеся к разным водовмещающим образованиям.

Наибольшим разнообразием группового состава в подземных водах Салаира отличаются микроорганизмы, участвующие в деструкции органического вещества. Среди них: аммонифицирующие бактерии, разлагающие органические вещества, содержащие азот (белки, аминокислоты); бактерии, усваивающие безазотистые органические вещества с образованием экзополисахаридов, способствующих выщелачиванию минеральных составляющих водовмещающих пород; бактерии, окисляющие углеводороды, которые в подземных водах могут быть индикаторами либо деструкции органического вещества растительных остатков, либо разрушением веществ нефтяной генерации. Значительный вес в микрофлоре вод Салаира имеют олиготрофные аэробные и анаэробные бактерии, аккумулирующие и усваивающие рассеянное органическое вещество (радикалы, осколки молекул).

Из микробов, участвующих в трансформации соединений азота, в подземных водах Салаира присутствуют денитрифицирующие бактерии. Являясь факультативными анаэробами и используя для дыхания кислород нитратов, эти бактерии восстанавливают нитраты до аммиака и свободного азота. К бактериям цикла азота относятся также обнаруженные в водах региона и упомянутые выше аммонифицирующие бактерии, которые в процессе минерализации азотсодержащих органических соединений обогащают окружающую среду аммиаком.

Сульфатвосстанавливающие бактерии и тионовые бактерии Thiobacillus thioparus, выявленные из подземных вод Салаира, являются участниками геохимического цикла серы. Сульфатредукторы в отсутствии кислорода восстанавливают сульфат-ион и обогащают окружающую среду сероводородом. Тионовые бактерии осуществляют противоположный процесс, направленный на окисление сульфидов до сульфатов. Численность

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

большинства микроорганизмов (кроме Thiobacillus thioparus) составляет в среднем тысячи и десятки тысяч кл/мл в водах с температурой от 4 до 20 °С. По своим трофическим потребностям микроорганизмы (кроме Th. thioparus) являются гетеротрофами, использующими для своего развития различные органические соединения. Обогащение подземной водной экосистемы Салаира органическими соединениями осуществляется при поступлении его с поверхности посредством инфильтрационных вод и за счет процессов выщелачивания из органосодержащих водовмещающих пород.

Анализируя результаты изучения количественного состава микроорганизмов подземных вод региона замечено, что преобладающими в микробных ценозах являются олиготрофные (аэробные и анаэробные) и «силикатные» бактерии, которые служат косвенным показателем наличия в водах органических веществ, в значительной мере переработанных в процессе минерализации. Характерно, что воды зоны аэрации содержат меньше микроорганизмов, чем другие типы вод. Здесь, по-видимому, значима роль атмосферных осадков, обеспечивающих определенный режим разбавления подземных вод аэробной зоны. В водах зоны трещиноватости терригенных отложений, где минерализация вод составляет 300-600 мг/л, количество микроорганизмов увеличивается; усиливается интенсивность развития углеводородокисляющих бактерий. Обращая внимание на факт высокого содержания «силикатных» бактерий, можно предположить определенную их значимость в микробных ценозах подземных вод Салаира. «Силикатные» бактерии представляют группу микробов разной родо-видовой принадлежности, объединенных способностью активно вырабатывать экзополисахариды. Данные продукты микробного метаболизма способствуют разрушению минеральной основы горных пород с освобождением кальция, магния, окислов кремния. Вместе с этим освобождается органическое вещество пород, доступное микробной деградации.

Повышенным содержанием микробов отличаются трещинно-жильные воды региона, связанные с зонами тектонических нарушений и разломов. Являясь преимущественно напорно-восходящими, эти воды по мере движения насыщаются органическими и неорганическими продуктами, поступающими в воды в процессе биогенного и абиогенного выщелачивания горных пород. В этих водах также велико количество «силикатных» бактерий, олиготрофов. Здесь выявлено наибольшее количество сульфатвосстанавливающих бактерий.

Исходя из специфики питания, можно ожидать, что на состав, в том числе и микробиологический, вод зоны региональной трещиноватости терригенных отложений и трещинно-жильных вод, оказывают влияние процессы смешения вод. Вероятно, поэтому наблюдается определенное сходство в групповом составе подземных вод Салаира.

Микроорганизмы, населяя окружающую среду, добывая из нее источники жизнеобеспечения и выделяя продукты метаболизма, являются частью ценозов, в которых они объединены в ассоциации, преимущественно по трофическим потребностям. В качестве инструмента в определении взаимосвязи микробов в подземных водах Салаира в 200 пробах воды использовали корреляционный анализ с применением ЕС-ЭВМ.

Так, в водах зоны аэрации отмечена ассоциация аммонифицирующих, гетеротрофных бактерий, использующих минеральный азот, олиготрофных аэробных и анаробных бактерий. На примере этой ассоциации наглядно проявлен принцип кометализма взаимодействующих микроорганизмов. Другая ассоциация - ассоциация углеводородокисляющих бактерий, объединенных, по-видимому, потреблением углеродсодержащего соединения (углеводорода) определенного класса.

В водах зоны трещиноватости терригенных отложений и зон разрывных нарушений ассоциации усложнены не только взаимодействием различных ассоциаций групп микробов друг с другом, но и появлением отрицательных корреляций микроорганизмов, указывающих на явления антагонизма, обусловленных конкурентной борьбой за источники жизнеобеспечения.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Взаимодействие микроорганизмов с экологическими параметрами подземных вод региона также установлено корреляционной обработкой данных. Здесь также выявлены более простые связи в водах аэрации и более многообразные в водах зоны насыщения.

Общим для всех типов вод является положительная корреляция численности выявленных бактерий, включая денитрифицирующие и сульфатредуцирующие, усваивающих органическое вещество, с CO_2 и отрицательная с ионом SO_4^{2-}. В менее минерализованных водах наблюдается положительная связь гетеротрофов с показателем общей минерализации. В водах зон разрывных нарушений эта связь отрицательна.

Во взаимодействии бактерий с карбоновыми и гуминовыми кислотами проявилось значение аммонифицирующих и «силикатных» бактерий в водах зоны аэрации и водах зоны региональной трещиноватости терригенных отложений.

Что касается взаимоотношений микроорганизмов с тяжелыми металлами (Pb, Cu, Zn, Ni) и Ag, Au, следует отметить, что в водах с более низкой минерализацией (в зоне аэрации; в некоторых водах терригенных отложений) отмечается тенденция, указывающая на роль бактерий в выщелачивании металлов. В водах зон разрывных нарушений микроорганизмы, главным образом сульфатредуцирующие, выводят ионы металлов из свободного состояния.

Вышеуказанное является достаточным основанием утверждать о значении микробиологических исследований в геоэкологии подземных вод.

ПОСЛЕДСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ПОЛИГОНЕ ДЛЯ ЭКОГЕОСИСТЕМ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Г.Н. Черкасов
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Экогеосистема - участок литосферы с определенной геологической средой, режимом и составом подземных вод, однотипным климатом и биоценозом [1]. Основу ее составляет зона минерального питания (ЗМП), включающая почвы и их геологический субстрат с водами 1-го водоносного горизонта. Эволюция ЗМП влечет за собой и изменение экогеосистемы в целом.

Изучение гидрохимии подземных бассейнов позволило исследователям [5] заметить: вверху - зону гидрокарбонатно-кальциевых вод с минерализацией 0,03- 0,90 г/л, ниже - зону хлоридно-натриевых (0.9-500 г/л) со сменой солености вод на глубину от пресных до рассолов. Сульфатные и гидрокарбонатно-натриевые воды образуют резервуары в различных частях гидрохимического профиля. Таким образом, первоначальный состав вод в ЗМП, в основном, гидрокарбонатно-кальциевый. Гидрогеологическими исследованиями на территории Западно-Сибирской низменности установлен одноименный крупный артезианский бассейн подземных вод. Водовмещающие породы его (чехол платформы) полого наклонены от области питания, Алтае-Саянской складчатой области (АССО), в сторону Западно-Сибирской низменности. АССО в настоящее время располагается в границах аномальной мантии Байкальского рифта [6] и характеризуется массой подновленных разломов, по которым функционирует громадное количество горячих и холодных минеральных источников хлоридных и сульфатных вод, формирующих иногда на поверхности озера. В этих же границах распространены поля неоген-четвертичных платобазальтов [4] и почти постоянно фиксируются землетрясения силой 0,5-2,0, изредка 5-8 баллов. Субпараллельно границе аномальной мантии, по внешнему обводу, проходит граница землетрясений свыше 5 баллов [3].

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

К западу от границы аномальной мантии, от Салаира (Алтайский край) до Калгутинского хр. (республика Алтай) следует полоса шириной 200-300 км отсутствия подновленных разломов и редкого проявления минеральных источников. Но далее на запад, в левобережье р.Обь, по всему югу Западной Сибири вновь фиксируется резкий всплеск тектонической активности с современным подновлением разломов юго-западного, южного и юго-восточного направлений, по которым происходит прорыв глубинных хлоридных и сульфатных вод к поверхности, засоляя земли на обширных площадях. Вся эта территория находится вблизи Семипалатинского полигона и попадает в зону воздействия ударного эффекта от подземных ядерных взрывов. Так, в ноябре 1987 г. после взрыва мощностью 150 килотонн в 160 км к северо-востоку от его эпицентра в городе Горняк произошли подвижки грунта, приведшие к многочисленным разрывам теплосети [2]. А в предгорьях Рудного Алтая к югу от г. Горняк, в междуречье Дресвянки и Березовки, такие подвижки по разлому привели к прорыву (продолжающемуся и в настоящее время) на поверхность глубинных хлоридных вод и засолению (несмотря на 400-500 мм атмосферных осадков в год) земель на площади около 2 кв. км, что сопровождается гибелью лесной и кустарниковой растительности.

В эпицентре взрыва сила ударного эффекта достигает 10-12 баллов. Радиус снижения его до 1 балла может, в зависимости от геолого-геоморфологического строения района, составлять 400-900 км, т. е. южные территории Западной Сибири попадают в область распространения ударной волны в земной коре силой 1-3 балла. Этого достаточно, чтобы при систематическом производстве ядерных взрывов (а их за последние 45 лет было произведено 345 [2]) они сопровождались подновлением радиальных от эпицентра взрыва разломов в чехле Западно-Сибирской плиты, и высокоминерализованные хлоридные воды прорывались к поверхности, заполняя приповерхностные горизонты пресных подземных вод и засоляя почвы и водоемы, а также образуя обширную мозаичную картину из бессистемно перемежающихся пресных гидрокарбонатных и соленых хлоридных озер.

Еще 40 лет назад оз. Чаны в Новосибирской области считалось пресным (минерализация вод менее 1 г/л) с хлоридно- гидрокарбонатными и гидрокарбонатными водами, богатыми рыбными запасами, на базе которых работал рыбный завод. В настоящее время такие воды сохранились только в юго-восточной его части. На остальной площади воды изменились по составу до гидрокарбонатно- хлоридных и хлоридных с минерализацией 2-15 г/л. Резко сократились запасы рыбы. Идет активное формирование солончаков на пахотных землях и пастбищах, вызывая гибель березовых перелесков и колков по югу Омской и Новосибирской областей.

Мезозойско-кайнозойские коллектора Западно-Сибирского артезианского бассейна сложены полурыхлыми песчано-алевритовыми породами, мягко и плавно гасящими ударный эффект по мере удаления от эпицентра взрыва. Если в поле таких осадков оказывается жесткий блок пород, то натолкнувшись на него, ударная волна усиливает давящий эффект, вызывая увеличение бальности землетрясения. Таким жестким блоком среди полурыхлых осадков чехла на юге Западной Сибири оказался Томь-Колыванский складчатый выступ, сложенный литифицированными палеозойскими терригенно-карбонатными породами, прорванными многочисленными интрузиями. На этом выступе расположен г. Новосибирск, испытавший за последние 35-40 лет несколько неожиданных землетрясений силой до 3-4 баллов, которые были зафиксированы сейсмическими станциями и имели эпицентры в Восточном Казахстане. Эти землетрясения послужили основанием [3] для включения Томь-Колыванского выступа в территорию возможных природных землетрясений силой до 5 баллов и выше.

Вероятно, последствия подземных ядерных взрывов не были просчитаны при строительстве Семипалатинского полигона, не организован мониторинг за экогеологическими системами Западной Сибири. Поэтому имеющихся в настоящее время материалов по изменению местных экогеосистем пока недостаточно, чтобы можно было после анализа прогнозировать дальнейший характер их деградации в бедственных районах и предлагать

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

какие-либо меры для сдерживания разрушительного процесса.

Литература

1. Бгатов В.И. Подходы к экогеологии. - Новосибирск: Изд-во НГУ, 1993.
2. Булатов В.И. 200 ядерных полигонов СССР. - Новосибирск: ИЭРИС, 1993.
3. Друмя А.В., Шебалин Н.В. Землетрясения: где, когда, почему? - Кишинев, Штиинца, 1985.
4. Осадчий С.С. Закономерности пространственной локализации ареалов базальтового вулканизма в Байкальской зоне сжатия. - Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск, 1985, с. 27-36.
5. Ресурсы пресных и маломинерализованных подземных вод южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна / И.М. Земсков, Ю.К. Смоленцев, М.П. Полканов и др. - М.: Недра, 1991.
6. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. - Новосибирск: Наука, 1979.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ И СТРУКТУРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СОПРЕДЕЛЬНЫХ ДЕПОНИРУЮЩИХ СРЕДАХ (НА ПРИМЕРЕ СПУ)

Г.Е. Чернова
Томский госуниверситет, г. Томск

На примере Северного промышленного узла г. Томска (СПУ) с использованием корреляционного и кластерного анализов проанализированы основные естественные, техногенные и смешанные ассоциации сонахождения тяжелых металлов в сопряженных депонирующих средах – снеговом покрове, почвах, донных отложениях и травянистой растительности. Показана структура корреляционных связей между элементами-загрязнителями внутри каждой из депонирующих сред. Для большинства устойчивых функциональных связей химических элементов дано объяснение причин их возникновения.

Кластерный анализ выполнялся для выборок из указанных выше компонентов ландшафта для более детального прослеживания, с одной стороны, внутривыборочных корреляционных связей, с другой, в качестве «независимого эксперта» интуитивного подразделения компонентов на группы, основанного на коэффициентах корреляции и общих геохимических и экологических принципах и закономерностях.

При обработке данных анализа снеговой воды были получены следующие кластеры (рис.1):

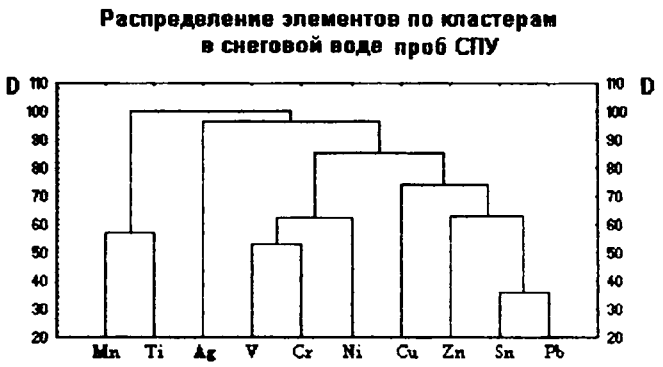


Рис.1. Структура распределения элементов в водорастворимой фазе

1)медь, цинк, олово, свинец;
2)ванадий, хром, никель;
3)марганец, титан;

Таким образом в водорастворимой фазе снегового покрова были получены три подгруппы элементов, причем в первую вошли элементы халькофилы, а вторая разделилась на два кластера элементов сидерофилов и литофилов. Водорастворимая фракция снегового покрова характеризует две составляющие, а именно: путь миграции химических элементов в атмосфере в тонкодисперсном состоянии, преимущественно в водяных парах, и способ-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

ность элементов переходить в раствор в слабокислой реакции снеготалой воды (при pH =5.5) [6].

При исследовании корреляционных связей выборки снеговой пыли наблюдается устойчивая отрицательная связь между элементами сидеро-, халькофилами (никель, кобальт, молибден, цинк) и элементами литофилами (бериллий, стронций, цирконий , барий). Таким образом элементы здесь делятся на две большие группы. При анализе данных твердого остатка снеговых проб на статистически значимых уровнях определились три кластера (рис.2):

1)кобальт, никель, молибден, цинк;

2)ванадий, хром, олово, медь, свинец;

3)титан, цирконий, марганец, барий, стронций, бериллий.

Рис.2. Структура распределения химических элементов в пробах пылевой фракции снегового покрова

Элементы первого кластера разделились на две подгруппы: кобальт, никель, молибден, цинк и ванадий, хром, олово, медь, свинец. Если еще больше детализировать, то самые сильные связи в группах наблюдаются между кобальтом и никелем, молибденом и цинком, оловом и свинцом. Такое подразделение можно объяснить общностью путей миграции данных компонентов в окружающей среде, а также различной природой источников загрязнения СПУ (естественных и антропогенных).

При интерпретации результатов анализа связей данных почвенной выборки было обнаружено, что основные корреляционные группы и здесь достаточно полно пересекаются. Так, среди всей совокупности, отчетливо выделяются циркон - титан - оловянно - редкоземельная специализация (цирконий, титан, олово, ниобий, скандий, иттербий, иттрий, церий - лантановая группа, магний, к ним же тяготеет и бериллий). Вторая подгруппа элементов характеризует, как нам кажется, общность путей миграции. Сюда попали, в основном, элементы сидерофильной группы: железо, никель, кобальт, ванадий, а также галлий и литий. В следующую подгруппу вошли элементы в большей степени халькофилы: медь, цинк, свинец, а также никель. При кластеризации выборки были получены следующие группы химических элементов (рис.3):

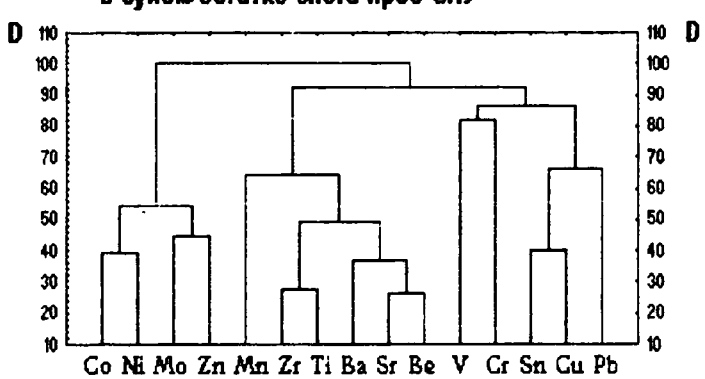


Рис.3. Структура распределения химических элементов в почвенных пробах

1)олово, хром, цинк, медь;

2)кремний, марганец, свинец, стронций, молибден;

3)кобальт, ванадий, никель, железо, алюминий, галлий, кальций, барий, калий, натрий;

4)титан, скандий, цирконий, ниобий, иттербий, молибден, бериллий;

5)ртуть;

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

6)фосфор, иттрий;
7)серебро.
Необходимо заметить, что полное отслеживание объединения элементов в группы бессмысленно, так как уровни связей здесь выходят за пределы доверительной вероятности (95%)[5]. Исходя из этого, элементы первого кластера можно интерпретировать как два отдельных самостоятельных: цинк – медь и олово – хром. Так как линия связи между ними находится достаточно высоко, можно говорить о достаточно слабых взаимосвязях между элементами подгруппы, скорее всего, они независимы между собой. Аналогично среди химических элементов третьего кластера бериллий - также обособленный элемент. Такая «разобщенность» элементов внутри некоторых подгрупп говорит как о различии их геохимических свойств в конкретных экзогенных условиях, так и о различии источников поступления химических элементов и, наконец, о различии физических форм их нахождения в техногенных геохимических ореолах.

В целом же выводы, полученные при корреляционном анализе, здесь подтверждаются и уточняются. Так, для железа проявлена типичная ассоциация зоны гипергенеза: никель, кобальт, ванадий, а также алюминий, гидроксиды которого (как и железа) обладают значительной сорбционной способностью. Это и проявляется в множественности корреляционных связей железа и алюминия. Тяготение кальция и бария к данной подгруппе, по-видимому, обусловлено характером протекающих внутрипочвенных процессов. Химические элементы следующего кластера по корреляционным связям наиболее близко расположены к предыдущему. Особенно сильные связи проявлены у марганца и кремния. Несмотря на то, что марганец занимает центральное положение в семействе железа, он имеет самый большой ионный радиус в группе и обладает наиболее выраженными литофильными свойствами [6] , что и отражается в его тесной корреляции с кремнием. Ввиду того, что марганец легко меняет валентность даже при незначительном изменении физико-химических свойств среды, он имеет большое количество корреляционных связей со многими элементами выборки. Попадание в эту группу свинца (корреляция с кремнием) - также проявление его литофильных свойств в экзогенных условиях, тем более что один из основных источников свинца - транспорт, где он в составе выхлопных газов выделяется не в сульфидной, а в оксидной форме. Нахождение в этой ассоциации стронция, скорее всего, определяется как его литофильными свойствами, так и возможностью гетеровалентного изоморфного замещения свинца и стронция в минеральных соединениях. Рассматривая элементный состав следующего кластера, легко заметить, что он практически полностью совпадает с элементами группы, характеризующими естественную минерализацию местных почв. Наиболее тесно связанными здесь являются ниобий и цирконий, титан - скандий и иттербий.

При рассмотрении значимых статистических связей между компонентами в золе наземной растительности следует заметить, что поглощение химических элементов растениями не полной мере определяется их содержаниями в почвах, здесь играют роль и такие факторы как биофильность элемента, избирательность элементного поглощения различными видами растений, участие элемента в жизненно важных функциях развития организма[1]. Все же некоторая часть элементов унаследовала геохимические особенности почв. Здесь наблюдается уже не множество групп (как в почвах), а всего три. Выделилась подгруппа щелочноземельных металлов, сюда вошли кальций, магний, барий, стронций. Элементы титан-циркониевой специализации (Ti, Zr, Sc, Nb) и элементы подгруппы железа-алюминия (Fe, Al, V, Cr), объединились в одну группу, сюда же вошла и медь. Из халькофильной группы элементов в отдельную группу выделились свинец и цинк. При анализе групп золы наземной растительности были получены следующие кластеры (рис.4):
1)кальций, магний, барий, стронций;
2)серебро, кобальт, никель, молибден;
3)свинец, олово, цинк;
4)церий, лантан;

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

5)медь, калий;
6)бериллий;
7)ртуть;
8)галлий.

В первом кластере объединяются щелочноземельные металлы, во втором - элементы сидеро - и литофильные. Свинец и цинк обособились в отдельную группу. В следующей объединились в основном редкие и редкоземельные элементы. Медь находится в ассоциации с калием. Бериллий, ртуть и галлий оказались отдельно стоящими элементами.

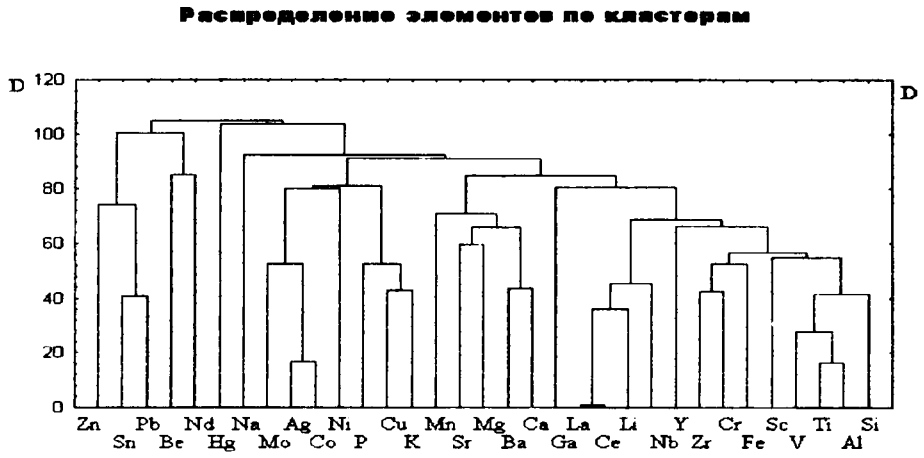


Рис.4.Структура распределения химических элементов в золе растительности.

Основным итогом проведения кластерного анализа явилось получение информации о группировании химических элементов внутри каждой выборки, характеризующей определенную среду опробования. Сопоставление полученных кластеров элементов с результатами корреляционного анализа показывает практически полную их идентичность.

Проведенными исследованиями установлено, что химические элементы в данном типе ландшафтно-геохимических условий и хозяйственного использования территории подразделяются на группы с близкими в природных миграционных потоках геохимическими свойствами. Общность источников их поступления в данном случае играет второстепенную роль. В частности, на структурной модели распределения химических элементов в почвах были получены большей частью естественные ассоциации, отражающие преобладание природных процессов над антропогенными. На структурной диаграмме ассоциаций элементов в биологической среде (зола наземной части травянистой растительности) вообще не наблюдается техногенная ассоциация элементов, хотя просматривается некоторая унаследованность взаимосвязей почвенной выборки. На элементный состав ассоциаций в основном, по-видимому, влияют биохимические процессы, в том числе избирательное поглощение того или иного компонента.

При анализе структур распределения взаимосвязанных элементов в сопредельных средах моноэлементные зависимости практически не выявились. Для полиэлементных зависимостей для некоторых групп элементов просматривается тенденция дублирования ассоциаций отдельных депонирующих сред. Наиболее полно это проявляется при переходе из твердой фазы снегового покрова в почву и из почвенного покрова в травянистую наземную растительность.

Для более представительного изучения структур распределения взаимосвязей между компонентами природных сред, моделирования процессов миграции и накопления химических элементов с точной пространственной привязкой и подробной детализацией вклада естественных и антропогенных факторов воздействия начато использование но-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

вейших информационных компьютерных технологий. Их применение позволит приступить к корректной прогнозной оценке техногенной трансформации природной среды и формулированию научно обоснованных практических рекомендаций.

Литература

1. Ивлев А.М. Биогеохимия -М.:В.шк.,1986.-56с.
2. Летувнинкас А.И.,Чернова Г.Е.,Семина Т.А. Теоретические и методические основы оценки значений коэффициентов распределения загрязняющих веществ между депонирующими средами: Отчет по гранту.Томск,1997,19 с.
3. Рихванов Л.П., Язиков Е.Г., Сарнаев С.И. Содержание тяжелых металлов в почвах -Томск,1993.-84с.
4. Солодов Н.А., Семенов Е.И., Бурков В.В. Геологический справочник по тяжелым литофильным редким металлам -М.:Недра,1987.-483с.
5. Четыркин Е.М., Калихман И.Л. Вероятность и статистика -М.:Фин-сы и ст-ка,1982.-319с.
6. Экология Северного промышленного узла г. Томска: Проблемы и решения/Под ред. А.М. Адама.-Томск:Изд-во Том.гос.ун-та,1994.-260с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОВЕДЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭКОСИСТЕМЕ

Г.Е. Чернова, Т.А. Семина
Томский госуниверситет, г. Томск

Главная ценность моделей как формы знаний о мире состоит в том, что они содержат объективную истину, т.е. в чем-то правильно отображают моделируемое. По соответствию поставленным целям модели подразделяются на познавательные и прагматические. Познавательные модели являются формой организации и представления знаний, средством соединения новых знаний с уже имеющимися и ориентированы в основном на приближение к реальности [5]. Главное достоинство модели при ее использовании - это простота, наглядность и, с некоторой долей приближения, соответствие действительности в интересующем нас аспекте.

Для изучения поведения химических элементов в экосистемах возможно использование методов статистического и термодинамического моделирования. Такой комплексный подход позволяет, с одной стороны, качественно определить условия и формы нахождения элементов в окружающей среде, с другой, - определить количественные соотношения элементов в исследуемых компонентах среды и, наконец, получить информацию о структуре или иерархии элементных связей в экосистеме.

Предложен алгоритм для моделирования процессов накопления элементов в различных депонирующих средах зоны южной тайги в условиях природных и антропогенных ландшафтов.

При анализе связей различных явлений используется учение о корреляции и регрессии. В естественных науках большей частью оперируют с функциональными зависимостями, которые отличаются тем, что каждому значению аргумента поставлено в однозначное соответствие одно строго определенное значение функции [6]:

$$Y=f(x)$$

где Y - ожидаемое значение зависимой переменной; x -значение независимой i-той переменой; f(x) - вид функциональной зависимости.

Частным случаем стохастической (вероятностной) зависимости является корреляционная зависимость. Если связь или корреляция наблюдается между двумя переменными, она называется парной. Начальным этапом анализа связей является расчет парных коэффициентов корреляции для всех представленных химических элементов внутри и между выборками соответствующих депонирующих сред (с доверительной вероятностью

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

95-99%).Для всех анализируемых выборок создаются корреляционные матрицы. При интерпретации результатов основополагающими являются общие геохимические принципы и уже известные закономерности. Для элементов с высокими значениями коэффициентов корреляции строятся уравнения регрессии.

Уравнение регрессии - наиболее часто встречающийся на практике вид статистической модели. Подобные модели дают возможность, с одной стороны, измерить влияние отдельных факторов на зависимую переменную, с другой, - могут применяться в прогностических работах. Ядром анализа является функциональная зависимость между двумя или более переменными вида $Y=f(x)$ [6].

На этапе спецификации для изучаемых переменных создаются графики рассеяния, которые используются для определения вида регрессии. При качественном изучении выборки и рассмотрении графиков рассеивания установлено, что наиболее полной и верно описывающей зависимость между переменными является линейная функция вида [1,2]:

$$y=\alpha+\beta x+\varepsilon ,$$

где $(\alpha+\beta x)$ - описывающая систематическую часть; ε - описывающая случайную часть.

Для разделения наблюдений в более или менее однородные группы выполняется кластерный анализ. В результате для каждой выборки строится агломеративная дендрограмма, позволяющая оценить результаты предыдущих статистических исследований.

Таким образом создается имеющая качественные и количественные параметры структурная модель распределения химических элементов как внутри сопряженных депонирующих сред экосистем, так и между различными средами.

Термодинамическое моделирование осуществляется на ЭВМ с помощью программного средства расчета химических равновесий «Селектор-С - 2.20» (авторы К.В. Чудненко, И.К. Карпов, 1995 г). В основе физико-химического моделирования лежит принцип минимизации свободной энергии Гиббса или других термодинамических характеристик (энергии Гельмгольца, энтропии, энтальпии). Минимизируемый параметр модели выбирается в зависимости от условий существования системы, например, модели природных систем, температура которых определяется внешней средой (таковы экзогенные процессы), создаются при минимизации изобарно-изотермического потенциала (энергии Гиббса).

Подход к моделированию физико-химической эволюции систем строится исходя из принципа локального равновесия Д.С. Коржинского, в соответствии с которым предполагается, что необратимый в целом процесс природного минералообразования можно разбить на ряд элементарных этапов (в пространстве и времени), для которых выполняются условия термодинамического равновесия [3]. Создаваемые модели позволяют запечатлеть цепь локальных равновесий, статических состояний системы.

Здесь под моделью подразумевается набор термодинамических данных, сформированный согласно выбранным управляющим параметрам и режимам расчетов [4]. Исходные параметры (это химический состав и количества компонентов) рассматриваются в модели как независимые и на их основе ведутся все необходимые расчеты. Из термодинамических баз данных выбираются зависимые компоненты - индивидуальные вещества, потенциально возможные в системе и отвечающие физико-химическим условиям моделируемого процесса (заданной области температуры, давления и химического состава системы по независимым компонентам). Число зависимых компонентов определяется множеством стехиометрических формул, включенных в набор данных. Все они потенциально могут быть в равновесии с системой. От согласованности данных внутри базы и наличия термодинамических характеристик всех зависимых компонентов зависит конечный результат моделирования. Динамика процесса отображается в результате изменения количества одного или нескольких независимых компонентов.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Результат моделирования представляет собой качественную и количественную информацию об изучаемой системе и всех её фазах (газовой, жидкой и твердой) при различных принятых ограничениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии .Том 1-М.:Недра,1990. 319с.
2. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии .Том 2-М.:Недра,1990. 427с.
3. Карпов И.К., Киселёв А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра. 1976. С. 161-164.
4. Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. Руководство к программному продукту Селектор-С выпуска 1994 г. (декабрь). Иркутск: Ин-т геохимии РАН. 1994. 124 с.
5. Перегудов Ф.И., Тарасенко Ф.П. Основы системного анализа. –Томск: Изд-во НТЛ, 1997. 396 с.
6. Четыркин Е.М., Калихман И.Л. Вероятность и статистика -М.: Фин-сы и ст-ка,1982. 319с.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТВЕРДОГО ОСАДКА СНЕГОВОГО ПОКРОВА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ОБИ

А.Ю. Шатилов, Е.Г. Язиков
Томский политехнический университет, г. Томск

В ходе эколого-геохимических исследований установлено, что наряду с получением геохимической информации по аэрозольным выпадениям в снеговом покрове территорий Западно-Сибирского региона [1, 2, 4], определенный интерес представляют собой и данные по минералогическому составу твердого пыле-аэрозольного осадка снега [3].

Авторами проводилось изучение аэрогенных выпадений на территориях НПО «Сибэлектромотор» (г. Томск), Рубцовского завода тракторных запасных частей (г. Рубцовск), г. Междуреченска и г. Стрежевого с выделением магнитной фракции и использованием лазерного микроанализатора LMA-10.

Анализ вещественного состава аэрозольных выпадений показал, что они состоят как из частиц естественного (природного) происхождения, так и антропогенного. Всего выявлено 16 разновидностей частиц: 1) Прозрачные бесцветные частицы с острыми углами. Представляют собой микрочастицы кварцевого состава. Размеры частиц от 28 мкм до 1 мм. Это частицы естественного происхождения. Присутствуют практически во всех пробах; 2) Полупрозрачные частицы желтоватого цвета со сглаженными углами (полуугловатые). Это микрочастицы кварцевого состава. Размеры от 28 мкм до 1 мм. Окраска частиц обусловлена гидроокислами железа; 3) Бесцветные полупрозрачные частицы, полуугловатые. Это также частицы естественного происхождения кварцевого состава. Размеры от 28 мкм до 1мм; 4) Бурые частицы неправильной формы. Частицы очень хрупкие и представляют собой гидроокислы железа. Размеры от 28 мкм до 1 мм. О происхождении этих частиц говорить трудно, но, по-видимому, они имеют антропогенное происхождение; 5) Полупрозрачные частицы белого цвета, полуугловатые. Частицы природного происхождения, имеют кварцевый состав. Размеры от 30 мкм до 550 мкм. Присутствуют в основном в пробах г. Стрежевого; 6) Чешуйки слюды. Это плоские слоистые частицы бесцветные, зеленые, золотистые. Частицы прозрачные. Имеют природное происхождение. Размер частиц от 50 до 750 мкм. Распространены в пробах г. Стрежевого; 7) Прозрачные частицы желтого цвета с острыми углами. Эти частицы встречаются практически во всех пробах и имеют, вероятно, природное происхождение. Размеры частиц от 28 мкм до 360мкм; 8) Красноватые полупрозрачные частицы со сглаженными углами. Эти частицы встречаются в пробах г. Стрежевого и имеют природное происхождение (полевые шпаты). Размер частиц от 28 до 500 мкм; 9) Частицы шарообразной формы с характерным метал-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

лическим блеском. Частицы встречаются во всех пробах и имеют антропогенное происхождение: образуются в условиях высоких температур. Они обладают магнитными свойствами. Размеры частиц от 14 до 420 мкм. По данным лазерного микроанализа в их составе присутствуют Fe, Mg, Ti, Mn, Zn, Ni, Ca, Cd, La; 10) Частицы шарообразной формы со стеклянным блеском. Цвет частиц разнообразен - от сероватого до темно-бурого. Обладают электромагнитными свойствами. Эти частицы антропогенного происхождения: образуются в условиях высоких температур. Встречаются во всех пробах. Размеры частиц от 14 до 280 мкм. Присутствуют элементы: Si, Fe, Mg, Ti, Mn, Ca, Al, Cd; 11) Черные скорлуповатые частицы. Распространены в основном в пробах г. Междуреченска. Обладают электромагнитными свойствами. Частицы имеют антропогенное происхождение. Размер частиц изменяется от 28 мкм до 1 мм. Присутствуют элементы: Fe, Ca; 12) Частицы черного цвета, уплощенной формы. Представляют собой частички сажи и образуются при сжигании каменного угля и различного бытового мусора. Встречаются во всех пробах. Размеры частиц изменяются от 14 до 720 мкм. Присутствуют элементы: Fe, Ca; 13) Черные бесформенные частицы с металлическим блеском. Обладают магнитными свойствами. Это частицы антропогенного происхождения: образуются при выплавке чугуна, стали и являются металлургическим шлаком. Встречаются в пробах Рубцовского завода ТЗЧ и НПО «Сибэлектромотор». Размер частиц от 14 до 520 мкм; 14) Угловатые частицы от оранжевого до красно-бурого цвета, имеют антропогенное происхождение и представляют собой частицы оренопласта марки Э2-330, используемого для изготовления пластмассы. Обладают слабомагнитными свойствами. Размер частиц от 14 до 280 мкм. Данные частицы присутствуют в пробах НПО «Сибэлектромотор»; 15) Полууугловатые частицы серого цвета. Обладают электро-магнитными свойствами. Эти частицы встречаются в пробах НПО «Сибэлектромотор» и имеют, вероятно, антропогенное происхождение. Размер частиц изменяется от 14 до 520 мкм; 16) Растительные остатки. Присутствуют во всех пробах. Размер частиц от 140 мкм до 1,7 мм.

Соотношение частиц природного и искусственного происхождения в пробах разных объектов различно и зависит от степени антропогенного воздействия на окружающую среду. Так, например, в пробах Рубцовского завода тракторных запасных частей, НПО «Сибэлектромотор» (г. Томск) и г. Междуреченска, природные компоненты составляют в среднем 31%, 38% и 35% соответственно, тогда как в г. Стрежевом, где отсутствует крупное промышленное производство, они составляют в среднем 86%.

В твердом осадке снеговых проб Рубцовского завода ТЗЧ преобладают микрочастицы металлургического шлака и продуктов металлообработки. Эти частицы входят в состав магнитной и электромагнитной фракций, составляющих в среднем 30% и 25% от объема пробы соответственно. В целом, пробы Рубцовского завода ТЗЧ под бинокуляром аналогичны шлаку металлургического производства. В пробах г. Междуреченска преобладают частицы угольной пыли, что связано с деятельностью многочисленных угольных разрезов, расположенных вокруг города. Магнитная и электромагнитная фракции составляют в среднем по 15% от общего объема пробы. Основу аэрозольных выпадений на территории г.Стрежевого составляют микрочастицы природного происхождения. Магнитная фракция составляет в среднем 2-3% от общего объема пробы, электромагнитная - 5-7%. В твердом осадке снеговых проб НПО «Сибэлектромотор» (г. Томск) преобладают частицы металлургического шлака, отходов металлообработки и производства пластмассы. Магнитная фракция составляет в среднем 10-15% от общего объема пробы, электромагнитная - 7-10%.

Разнообразие этих частиц в природе определяет химический состав снеговых планшетов и почв, физических (магнитных и др.) свойств почв.

Литература

1. Адам А.М., Рихванов Л.П., Нарзулаев С.Б. и др. Экология Северного промышленного узла г.Томска: Проблемы и решения. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993.-244с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

2. Бояркина А.П., Байковский В.В., Васильев Н.В. и др. Аэрозоли в природных планшетах Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 157с.
3. Язиков Е.Г. Картирование техногенных образований и изучение микрочастиц с применением лазерного микроанализатора// Сб. трудов IV Объединенного международного симпозиума по проблемам прикладной геохимии. Иркутск. 1994. Т.2. С.106-107.
4. Язиков Е.Г., Рихванов Л.П. Содержание радиоактивных и редкоземельных элементов в аэрозольных выпадениях снегового покрова различных территорий Западной Сибири// Матер. Междунар. конфер. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск. 1996. С.313-316.

ИЗМЕНЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОДОЕМОВ АЛТАЙСКОГО КРАЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Б.Л. Щербов, В.Д. Страховенко, И.Н. Маликова, Ю.И. Маликов
ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Среди всех регионов Западной Сибири Алтайский край стоит на одном из последних мест по количеству выбросов вредных веществ в атмосферу от промышленных объектов (тыс. тонн в год): Тюменская обл. - 2982, Кемеровская обл. - 1221, Омская обл. - 461, Новосибирская обл. - 421, Алтайский край - 383, Томская обл. - 230 [1]. Масштабы загрязнения разных районов края неодинаковы, и высокие уровни отмечаются лишь небольшими пятнами вокруг промышленных центров.

Исследованные водоемы (около 70) расположены в различных ландшафтных зонах: сухостепной, лесостепной и предгорной. Абсолютное большинство их являются бессточными. Исключение составляют искусственные пруды и единичные озера. Озерные котловины питаются как паводковыми, так и грунтовыми водами, приуроченными в сухостепной и лесостепной зонах к средне-нижнечетвертичным песчано-глинистым отложениям, а в предгорной - к различного рода магматическим и метаморфическим образованиям.

Опробование осадков проводилось или в прибрежных частях отбором верхних горизонтов на глубину до 20 см, или с катамарана пробоотборником с лепестковым затвором. В последнем случае керн осадка разрезался на образцы по 3 см для выявления динамики накопления элементов во времени.

Для большинства микроэлементов характерно повышенное их содержание в донных отложениях водоемов, тяготеющих к предгорной зоне (табл. 1).

Несомненно, эта тенденция обязана природному фактору, поскольку именно к этим районам приурочены различные полиметаллические и редкометалльные зоны и рудные узлы. Чрезвычайно неровный характер распределения микроэлементов в донных отложениях этого района обязан широкому разнообразию пород на площадях водосбора.

Однако, и в лесостепной зоне, где озерные котловины и водосборные участки лежат на литологически сравнительно однородных песчано-глинистых образованиях кайнозоя, разброс значений в некоторых случаях составляет более порядка. Однозначного решения вопрос загрязнения озерных осадков тем или иным элементом в этой зоне не имеет.

Например, содержание хрома в илах оз. Ракиты, достигающие 1500 г/т, несомненно, обязано близости этого водоема к г. Рубцовску, крупному промышленному центру Алтайского края. В этом же озере отмечены повышенные концентрации элементов, характерных для металлургического производства - Mn, Mg, Ni, V.

С другой стороны, в одном из искусственных прудов в центральной части края донные отложения содержат 5896 г/т Mn, что привело к образованию железо-марганцевых конкреций размером 1-6 мм, с которыми связаны повышенные количества некоторых микроэлементов (Mo, Cr, Ni, Co). Никаких промышленных производств вблизи пруда или даже в небольшом отдалении нет. Породы водосборной площади и воды некоторых источников

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

и колодцев обогащены Mn, поэтому причиной микроэлементного обогащения осадков пруда приходится признать природный фактор. Местными условиями обусловлены повышенные содержания некоторых элементов и в других озерах лесостепной зоны.

Таблица 1. Средние содержания тяжелых металлов в донных отложениях водоемов Алтайского края (г/т)

	Be	Cd	Mo	B	Pb	Cu	Zn	Mn	Cr	Ni	Co	Mg %	Sb	Hg	Sr
Предгорная зона															
Среднее	1,4	0,11	2,30	44	17	26	74	547	77	32	11	0,89	0,77	0,068	268
Мин	0,6	0,04	1,20	10	1	7	32	235	39	14	5	0,30	0,40	0,010	128
Макс	2,4	0,16	92	71	28	39	117	1022	105	45	14	1,20	1,44	0,100	356
Лесостепная зона															
Среднее	1,0	0,13	2,5	72	23	23	66	593	63	30	9	0,98	0,6	0,049	284
Мин	0,6	0,0	1,1	51	11	8	24	241	36	12	4	0,3	0,2	0,008	186
Макс	1,3	0,3	6,6	100	37	45	131	2549	1500	70	20	3,9	1,2	0,100	432
Сухостепная зона															
Среднее	1,1	0,20	1,8	98	12	14	29	325	44	17	4	2,1	0,3	0,050	571
Мин	0,0	0,0	1,6	52	0	7	8	11	13	0	0	0,1	0,2	0,001	86
Макс	3,0	0,9	2,0	131	56	43	64	861	136	49	14	8,6	0,3	0,176	2169
Среднее по озерам	1,13	0,1	2,2	72	17	21	57	488	61	26	8	1,3	0,5	0,056	374
Почвы Алтая степ. часть*		0,2	2,8	64	28	28	65	750	93	33	12	0,8	0,8	0,044	
Почвы Алтая предгор. ч.*		0,3	1,5	59	31	36	102	833	90	35	14	1	1	0,046	
Почвы Зап.Сибири**		0,1	1,6	-		16	34	86	1060	60	26	16	0,6	-	-

Примечание. * - наши данные, ** - данные В.Б. Ильина (Тяжелые металлы в системе почва – растение. Новосибирск, Наука, СО, 1991, 149 с.)

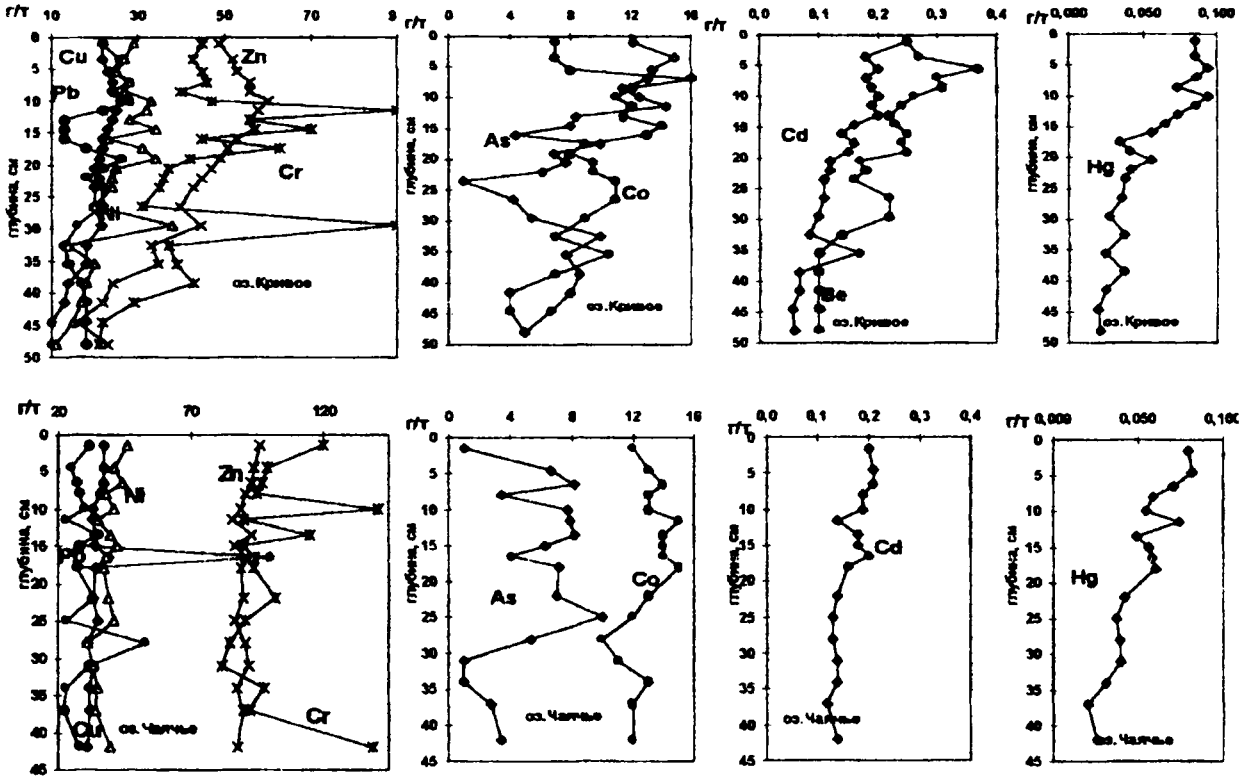


Рис. 1 .Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях озер Кривого и Чаячьего

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Характеризуя в целом химический состав донных отложений водоемов Алтайского края, следует отметить одну общую черту: в озерах, прилегающих к населенным пунктам, даже не имеющим никакого промышленного производства, содержание микроэлементов увеличивается к верхним горизонтам иловых залежей. На рис. 1 показано распределение элементов в осадках оз. Кривое, расположенного вблизи с. Завьялово - свидетельство увеличивающейся антропогенной нагрузки. В озере Чаячьем, находящемся вдали от населенных пунктов, небольшое накопление отмечается только для Cd и Hg (рис. 1), что указывает на глобальное загрязнение территории Западной Сибири.

Известно, что антропогенная эмиссия тяжелых металлов в атмосферу увеличивается и на 1991 г. составила (тыс. т/год): Pb-332, Zn-132, Ni-56, Cu-35.4, Cd- 76, Hg-3.6 [2]. Конечно, Алтайский край может считаться относительно незагрязненным. Но и здесь наряду с локальными выпадениями микроэлементов ощущается нарастание глобального загрязнения среды обитания человека.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФН, проект № 97-05-65235.

Литература

1. Шойхет Я.Н., Герасименко Н.Ф., Киселев В.И. и др. Медико-экологическая ситуация в Алтайском крае// Вестник научной программы «Семипалатинский полигон – Алтай», Изд-во АО «ОФСЕТ», Новосибирск, 1994, №2, с. 5-20.

2. Ровинский Ф.Я., Громов С.А., Бурцев Л.В., Парамонов С.Г. Тяжелые металлы - дальний перенос в атмосфере и выпадения с осадками // Метеорология и гидрология, 1994, №10, с. 5-14.

ЦЕЗИЙ-137 ВО МХАХ И ЛИШАЙНИКАХ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАДИОАКТИВНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Б.Л. Щербов[1], В.Д. Страховенко[1], Л.П. Оипова[2], О.Л. Посух[2]
[1]ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск
[2]Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск

Мхи и лишайники являются индикаторами радиоактивного загрязнения в силу их способности без видимых морфологических изменений поглощать значительные количества радионуклидов [1 и др.]. Изучение вертикального распределения радиоактивных изотопов в разрезах растений может дать представления о времени их загрязнения. В особой степени это относится к длиннорастущим мхам. Первоначальное распределение того или иного химического компонента в слоевищах мхов может быть затушевано более поздними процессами перераспределения. Аналогия Cs-137 с элементом-биофилом калием позволяет ему вовлекаться в биологический круговорот, чем обеспечивается долговременная дозовая нагрузка на биосистемы [2]. Эффект аккумулирования химических элементов обуславливается большой сорбционной способностью поверхности на единицу массы растения. Широкая распространенность мхов и лишайников в Западно-Сибирском регионе делает их удобным объектом для изучения радиоактивного загрязнения его территории.

В период с 1992 по 1997 гг. в различных районах Западной Сибири (Алтайский край, Тува, Новосибирская область, Пуровский район Ямало-Ненецкого национального округа и Туруханский район Красноярского края) собрана коллекция длиннорастущих (гилокомиевых и энтодонтовых), произрастающих на пнях и деревьях (эпифитных) и болотных (сфагнумовых) мхов, а также кустистых лишайников (ягелей). Длиннорастущие мхи разделены на 1.5–3-сантиметровые интервалы для выяснения характера вертикального распределения Cs-137, проанализированного гамма-спектрометрией в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН. Активность радиоцезия приводится в расчете на сухую массу.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Источниками радиоактивного загрязнения территории Западной Сибири служат ядерные испытания на Семипалатинском, Новоземельском, Лобнорском (Китай) полигонах и различные аварии на атомных электростанциях, заводах по производству ядерного топлива, космических аппаратах, военных объектах и т.д.

В таблице приведены пределы максимальной активности Cs-137, установленные в отдельных интервалах мхов. Лишайники на отдельные пробы не разделялись. Анализ показывает повсеместное присутствие радиоцезия в изученных компонентах. При этом во многих случаях устанавливается корреляция содержаний Cs-137 в почвах и мхах, чего нельзя сказать про лишайники, которые произрастают в большинстве случаев на песках.

Вертикальное распределение в длиннорастущих мхах разнообразно, но в большинстве исследованных слоевищ максимум активности Cs-137 отмечается в интервалах около 17-22 см (рис 1а). Иногда в разрезах отмечается два и более пиков, что свидетельствует о многократном выпадении радиоактивных осадка в (рис. 1 г,д,е).

Таблица. Предельная активность Cs-137 во мхах и лишайниках Западной Сибири

Место отбора	Время отбора	Cs-137, Бк/кг			
		мхи		кустистые лишайники	
		x	n	x	n
Алтайский край	1993-1995гг	11-545(I) 96-535(II)	27 9	11-58	26
Красноярский кр.	1997г	——		113-175	6
Новосибирская область	1993-1997гг	30-575(I) 200-384(II) 232-569(III)	22 4 3	——	
Республика Алтай	1992-1993гг	33-598(I) 43-110(II) 45-510(III)	15 22 7	17-56	12
Республика Тува	1993-1995гг	105-463(I) 181-616(II) 253-338(III)	7 9 2	——	
Ямало-Нен. н. окр	1997г	140(II)		24-372	11

Примечание. (I) - эпифитные мхи, (II) – гилокомиевые и эпотодонтовые мхи, (III) – сфагнумовые мхи

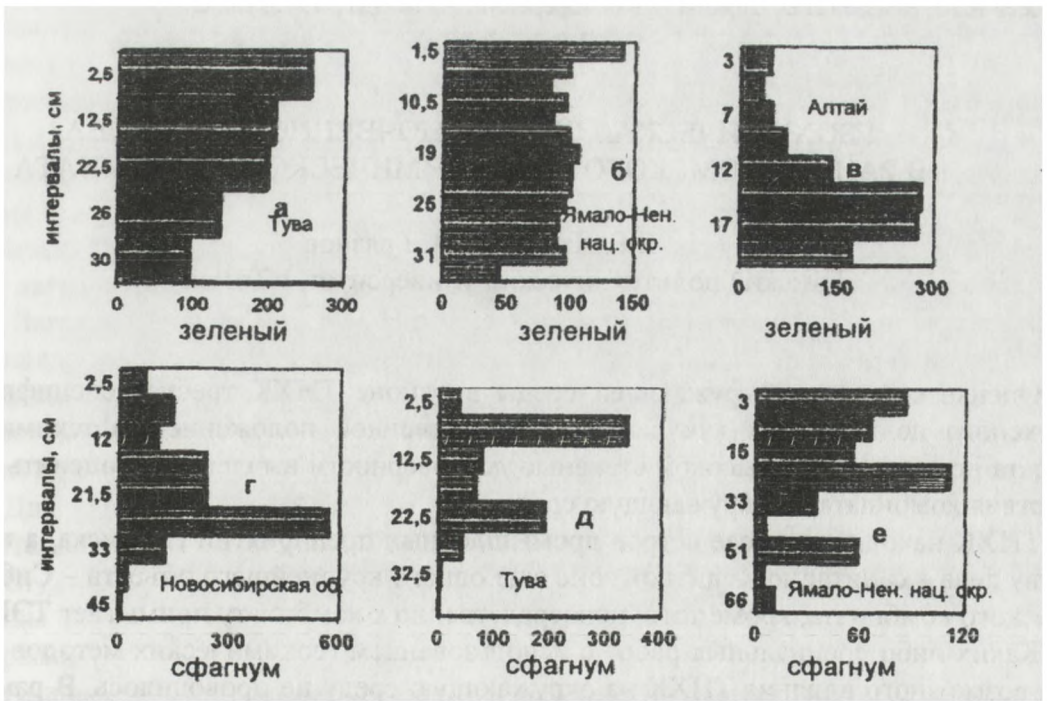


Рис. 1 Примеры вертикального распределения Cs-137 во мхах

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Иногда встречается распределение Cs-137 с увеличением его активности вверх по разрезу, и самыми высокими значениями отличаются растущие (верхние) интервалы (рис. 1 а,б).

Эпифитные мхи, наиболее распространенные на юге Западной Сибири, также активно поглощают Cs-137. Для них характерно повышенное содержание в отмершей части (очесе). Интересно, что активное накопление радиоцезия происходило и после прекращения наземных и воздушных испытаний на Семипалатинском и Новоземельском полигонах в 1962г (рис 1 а,б,е). Как отмечалось нами ранее [3], на крыше дома, построенного в 1974 г. в Горном Алтае, эпифитный мох содержит 598 Бк/кг. Активность «чернобыльского» Cs-137 не превышала в этом случае 4 Бк/кг. Источники современного радиоактивного загрязнения неясны

Кустистые лишайники юга Западной Сибири и ее Севера по активности Cs-137 существенно отличаются друг от друга: в Ямало-Ненецком нац. округе они обогащены радиоцезием в среднем почти в четыре раза в сравнении с их аналогами с Алтая. Вряд ли только видовыми различиями можно объяснить эту разницу - она, вероятно, кроется в источниках загрязнения. Повышенное загрязнение лишайников Крайнего Севера широко освещено в литературе [4 и др.].

Объяснение способов накопления и перераспределения Cs-137 после их выпадения на земную поверхность затруднено сложностью строения мхов и лишайников, путей поступления питающих растворов и механизмов его захвата телами этих растений

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ, проект № 97-05-65235 и Интеграционного проекта СО РАН № 97-117.

Литература

1. Бязров Л.Г., Архиреева А.И., Тарасов О.В. О концентрации некоторых радионуклидов в слоевищах эпифитных лишайников // Экологические последствия радиоактивного загрязнения на Южном Урале, М.: Наука, 1993. С.45-48.
2. Мамихин С.В., Тихомиров Ф.А., Щеглов А.И. Динамика содержания Cs-137 в лесных биогеоценозах, подвергшихся радиоактивному загрязнению в результате аварии на Чернобыльской АС // Экология, 1994. №2. С.43-49.
3. Щербов Б.Л., Андросова Н.В., Иванова Л.Д. и др. Тяжелые металлы и техногенный радионуклид Cs-137 в донных отложениях Телецкого озера // Геология и геофизика, 1997. т. 38, № 9. С. 1497-1507.
4. Моисеев А.А., Рамзаев П.В. Цезий-137 в биосфере. М.: Атомиздат, 1975. 182 с.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ ТОМСКОГО НЕФТЕХИМИЧЕСКОГО КОМБИНАТА

Е.Г. Язиков, С.А. Грязнов
Томский политехнический университет, г Томск

Оценка состояния окружающей среды в районе ТНХК требует специфического комплексного подхода, так как само пространственное положение нефтехимического комбината не позволяет с высокой степенью достоверности вычленить и оценить степень воздействия комбината на окружающую среду.

ТНХК находится в розе ветров промышленных предприятий г. Томска, а также по существу дела в санитарно-защитной зоне ещё одного крупнейшего объекта – Сибирского химического комбината, кроме того, непосредственно к комбинату примыкает ТЭЦ-3.

Каких-либо специальных работ с использованием геохимических методов с целью оценки возможного влияния ТНХК на окружающую среду не проводилось. В рамках выполнения программы по Северному промышленному узлу г. Томска (СПУ) территория вокруг ТНХК была обследована по весьма разряжённой сети наблюдения (ориентировоч-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

но 1 точка на 7 км^2), что явно недостаточно для оценки влияния промышленного объекта [1]. По данным этих исследований установлено, что в почвах в непосредственной близости от ТНХК фиксируются повышенные концентрации As, Se, Sc, Fe, Mn, Sr, Mo, Cr и Ga и некоторых других тяжелых металлов (ТМ) [1].

В 1995 году в рамках составления ОВОС для ТНХК были проведены более детальные литогеохимические исследования на промышленной территории (ПТ) комбината, в санитарно-защитной зоне (СЗЗ) и за её пределами. При этом были отобраны и проанализированы на содержание ТМ вещества, используемые при производстве товарного полипропилена (порошок полипропилена, тальк, онокс-20, стеарат кальция) и карбамидных смол (пыль карбамида).

В пыли полипропилена установлено присутствие Zn (25 мг/кг), Cr (6,1 мг/кг), Co (0,5 мг/кг), Fe (0,07 %). Для талька, который используется в качестве наполнителя, отмечаются высокие концентрации хрома (355 мг/кг) и кобальта (95 мг/кг). Пыль карбамида содержит Zn (27 мг/кг), Cr (9,1 мг/кг), Co (0,5 мг/кг), а из редких земель в ней фиксируются La (4,5 мг/кг), Ce (3,5 мг/кг), Sm (0,7 мг/кг) и Hf (0,15 мг/кг).

Авторами работы была проведена попытка вычленить площади воздействия ТНХК на почвы в зоне активного влияния предприятий ядерно-технологического цикла, агропромышленного и теплоэнергетического комплексов г. Томска. Всю площадь работ первоначально разбили на 5 зон: ПТ, СЗЗ, 5-ти, 8-ми и 11-ти км, а также поделили на 4 сектора: северо-западный, северо-восточный, восточный и южный.

Для расчётов кларков концентраций, а также выделения геохимических ассоциаций использовались валовые содержания ТМ, приводимых H.J. Bowen [2], которые отражают природную фоновую концентрацию ТМ в почвах мира. Суммарный показатель загрязнения (СПЗ) рассчитывался согласно Ю.Е. Саета и др. [3].

Было установлено, что ореол повышенных концентраций свинца (более 20 мг/кг) расположен в северо-западной части комбината, а площадь загрязнения ориентировочно составляет 9 км^2. Ореол мышьяка (более 6 мг/кг) распространяется также в этом направлении и его площадь составляет 16 км^2. Наиболее широкий и протяжённый ореол выявлен для хрома (более 400 мг/кг). Площадь загрязнения оценивается примерно в 25 км^2, где ПДК по данному компоненту превышается в 4 раза. Использование талька в качестве наполнителя при производстве полипропилена позволяет предположить его главным источником поступления хрома в почвы на данном участке. Площадь загрязнения почв сурьмой оценивается в 6 км^2. Ореол повышенных концентраций элемента (более 15 мг/кг) попадает на промышленную территорию комбината и его санитарно-защитную зону. Источником загрязнения, по-видимому, является завод полипропилена, где используется трёхокись сурьмы для получения полипропилена и его композиций. Ореол распространения марганца в повышенных количествах (более 1200 мг/кг) занимает площадь примерно 29 км^2, причём он характеризуется специфичным широтным простиранием. Установить источник загрязнения трудно, так как значительная доля выбросов обусловлена работой ТЭЦ-3. Загрязнение почв оловом (более 10 мг/кг) устанавливается в виде локального ореола площадью около 2 км^2.

Величины суммарного показателя загрязнения (СПЗ) почво-грунтов на площади изменяются от 1,1 до 6,3. Основные элементы загрязнители: Pb, As, Cr и Sb. Данные показатели СПЗ соответствуют низкому уровню загрязнения [4].

Для изучаемой площади общий геохимический ряд ассоциаций элементов с коэффициентами концентрации в порядке убывания представлен в следующей последовательности: $Cr_{3,4} - U_{3,2} - Th_2 - Pb_2 - Sc_{1,8} - Yb_{1,7} - Sb_{1,5} - Nb_{1,4} - K_{1,3} - Ni_{1,2}$. Близкие геохимические ряды элементов наблюдаются как в отдельных зонах, так и в различных секторах с некоторыми особенностями.

Анализ химических элементов по коэффициентам концентрации позволяет их подразделить на три группы. К первой группе относятся элементы, коэффициенты концентраций которых более 1,2 (Cr, U, Th, Pb, Sb, Sc, Yb, Ni и др.), для второй выделяются эле-

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

менты с содержаниями, близкими к фоновым (Mn, Ba, Co, Zr, Zn, Mo и др.) и в третью попадают элементы с коэффициентами концентраций ниже фонового показателя (P, Ti, V, Li, Y, Cu, Be, Sn, Ga и др.). Состав химических элементов в перечисленных выше трёх группах весьма закономерен. В повышенных количествах во всех зонах, секторах и в целом для площади характерно присутствие хрома и урана. Специфический набор халькофильных и сидерофильных элементов в почвах отражают работу предприятий ядерно-технологического цикла, нефтехимического производства, энергетических предприятий и транспортных средств. Проведённые геохимические исследования на территории предприятия, в санитарно-защитной зоне и на удалении до 10 км позволили выделить площади наибольшего влияния комбината. Ореолы загрязнения фиксируются как в санитарно-защитной зоне, так и на некотором удалении, что в будущем, возможно, потребует увеличения размеров санитарной зоны. Морфология ореолов загрязнения позволяет наметить площадки для проведения ежегодного эколого-геохимического мониторинга. На промышленной территории комбината необходимо разместить пять пунктов наблюдения в виде конверта, а в пределах санитарно-защитной зоны пункты желательно разместить в километровой зоне от границы промышленной территории по периметру с интервалом в 1,5 – 2 км. На более значительном удалении от комбината следует наметить по два пункта наблюдения в северо-восточном секторе в пределах зон 5 км и 8 км.

Предлагаемая сеть наблюдений позволила бы объективно оценивать влияние ТНХК на окружающую среду.

Литература

1. Адам А.М., Рихванов Л.П., Нарзулаев С.Б. и др. Экология Северного промышленного узла г. Томска: Проблемы и решения. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993.
2. Bowen H.J. Trace elements in biochemistry. L.: N.Y.: Acad. press – 1966.
3. Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Сает, Б.А. Ревич, Е.П. Янин и др. – М.: Недра, 1990. – 336 с.
4. Методические рекомендации по геохимической оценке источников загрязнения окружающей среды. – М.: ИМГРЭ, 1982. – 66 с.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

СОДЕРЖАНИЕ

К 120-летию Томского государственного университета ... 3
Татьянин Г.М. Геолого-географический факультет к 120-летию Томского госуниверситета ... 5
Летувнинкас А.И., Строителев А.Д. Основные направления и некоторые итоги подготовки специалистов на кафедре минералогии и геохимии ... 7
Черньшов А.И., Уткин Ю.В. Кафедра петрографии на рубеже XXI столетия ... 10

Геохимия, минералогия и металлогения ... 13
Алгебраистова Н.К., Костененко Л.П., Коляго Е.К., Алексеева Е.А., Потылицын С.М., Сазонов А.М. Минералогия и технология обогащения руды Васильевского месторождения (Енисейский кряж) ... 15
Алямкин А.В., Шкарбань В.М., Алямкина Т.А. Перспективы наращивания сырьевой базы Горной Шории по золоту в связи с корами выветривания ... 16
Ананьев Ю.С. Условия локализации благороднометалльного оруденения в черносланцевых толщах Северо-Восточного Казахстана ... 18
Анникова И.Ю. Зональность Калгутинского дайкового пояса (Горный Алтай) ... 20
Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Вертман Е.Г., Судыко А.Ф. Золотоносность углей Кузбасса ... 21
Ахунова А.А., Егорова Т.Г. Выявление зависимости между качеством кирпичного, керамзитового сырья и готовой продукции ... 23
Бернатонис П.В., Кныш С.К., Сазонов А.М. Типоморфные особенности кварца Зун-Холбинского золоторудного месторождения (В.Саян) ... 24
Борисов С.М., Дубский В.С., Трибунский Е.Н., Шаров Г.Н. Нетрадиционный тип месторождений редкоземельных металлов в Кузнецком Алатау ... 27
Борозновская Н.Н., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Аксенов А.В. Типоморфные особенности люминесценции флюорита и кальцита в процессах редкоземельного рудообразования ... 29
Борозновская Н.Н., Недоливко Н.М. Использование люминесценции полевых шпатов для целей нефтяной геологии ... 31
Будашкина В.В., Сухоруков Ф.В., Ефремов С.П., Мельгунов С.М. К вопросу определения возраста торфяников с использованием ^{137}Cs и ^{210}Pb ... 34
Веселов А.И. Геолого-структурные особенности локализации конверторных известняков на первом участке Малосалаирского месторождения ... 36
Вологдина И.В., Лычагин Д.В., Покровский Д.С., Рогов Г.М., Тайлашев А.С., Дутова Е.М. Изучение минеральных новообразований подземных водозаборов города Томска ... 38
Воробьев С.А. Вторичные наложенные ореолы рассеяния погребенных кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля ... 43
Ворошилов В.Г. Литогеохимическая зональность металлогенических таксонов Томского рудного района ... 45
Говердовский В.А. Олово-вольфрамовая формация Горного Алтая ... 50
Гуков С.В. Рудовмещающие структурные элементы сдвиговых зон на примере Верхнеабаканского железорудного района ... 52
Гуков С.В., Князев Г.Б. Тектонические брекчии и псевдоконгломераты железорудных месторождений Западного Саяна ... 54
Домаренко В.А., Машечков В.М., Чаузов А.А., Чаузова И.Н. Основные закономерности размещения оруденения Агульского района (В.Саяны) ... 57
Домаренко В.А., Чаузов А.А., Чаузова И.Н. Особенности истории геологического развития Агульского рудного района (В.Саяны) ... 58
Дутова Е.М., Романова Т.И. Ассоциации химических элементов в потоках рассеяния золотооруденения на Северо-Западном Салаире ... 60
Житова Л.М. Рудная зональность Коршуновского месторождения (Сибирская платформа) ... 63
Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Беляевский В.И. Уринское поле хрусталеносных пегматитов в Восточном Прибайкалье ... 65
Иванова О.А., Изох П.Э., Коровкин М.В., Томас В.Г. Рентгенолюминесценция синтетического топаза ... 66
Князев Г.Б. Петрохимическая модель магнетитовых месторождений Западного Саяна ... 71
Комаров А.В., Добнер Г.А. ,Баженов В.А., Черняев Е.В., Боярко Г.Ю. Основные направления развития минерально-сырьевой базы Томской области (твердые полезные ископаемые) ... 75
Коноваленко С.И. О сложности минерального состава пегматитов и ее вариации в ряду жил разной формационной принадлежности ... 80
Коноваленко С.И., Касимова Т.А. Янтароносность меловых пород юго-востока Западной Сибири ... 82
Кононов А.Н. Геологические свидетельства связи гранитоидов и скарн-магнетитового оруденения ... 84
Копылова Ю.Г., Сметанина И.В., Потылицына М.З., Шатилова Т.Н. Гидрогеохимические поля прогнозируемого золотооруденения Томского рудного района ... 85

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Коробейников А.Ф., Ананьев А.А., Бернатонис В.К.,Пшеничкин А.Я., Колпакова Н.А. Платиноносность золоторудных месторождений Енисейского кряжа ... 90
Коробов А.Д., Музалевская Л.В., Коробова Л.А. Гидротермальная аргиллизация и ее роль в кремненакоплении на полиметаллически-флюоритовых месторождениях Забайкалья ... 95
Коробов А.Д., Музалевская Л.В., Коробова Л.А. Рудолокализующее значение гидротермальных систем забайкальского типа ... 96
Корчагин С.А., Мостовской А.И. О типах эндогенной редкоземельной минерализации в Мартайгинском районе (Кузнецкий Алатау) ... 97
Крылова О.А. Литий-фтористые граниты, онгониты и эльваны Алтая ... 99
Кужельный Н.М., Потапов А.А., Дмитриева Л.А. О перспективах северо-восточной части Горного Алтая на золотоносные коры выветривания ... 100
Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е. Редкоземельные элементы (РЗЭ) в литиеносных метасоматитах Этыкинского рудного поля (В. Забайкалье) ... 101
Кучеренко И.В. К прогнозированию и поискам эндогенных золотых месторождений на юге Томской области ... 103
Лидин Н.С., Кассандров Э.Г., Кассандрова Е.В., Бугаева Г.В. Геолого-генетические модели марганцевых месторождений складчатых областей Сибири и их прогнозная оценка ... 106
Локтюшин А.А., Мананков А.В. Некоторые закономерности в распределении углеводородных и рудных месторождений в связи с низкочастотной сейсмичностью ... 108
Локтюшин А.А., Мананков А.В., Локтюшина Б.А. Минеральные и органические формы жизни в голографической модели вещества ... 109
Лузгин Б.Н. Комплементарность процессов дифференциации и интеграции в образовании рудных месторождений ... 112
Макаров В.А., Мильман В.З. К вопросу о состоянии и перспективах развития сырьевой базы меди свинца и цинка Республики Хакасия ... 114
Матухин Р.Г. Фациальные типы алмазоносных коллекторов карбона (юго-запад Тунгусской синеклизы) ... 116
Немчинов В.Г. Некоторые закономерности размещения россыпей золота в юго-восточной части Восточного Саяна ... 118
Новоселов К.Л., Баженов А.И., Полуэктова Т.И. Минералого–геохимические и петрохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных тел Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) ... 120
Новоселов К.Л. Морфогенетическая и геохимическая информативность акцессорного магнетита гранитоидов Турочакского комплекса Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) ... 122
Пшеничкин А.Я. Необычная форма природных и искусственно выращенных кристаллов пирита ... 124
Салихов В.А. Некоторые особенности формирования геохимических аномалий в зонах тектонических нарушений угольных пластов (Южный Кузбасс) ... 130
Сальников В.Н., Лукьянова Е.В. Генетическая информация о температурах минералообразования и фазовых переходах в кварце Сорского медно-молибденового месторождения ... 131
Самохвалов М.А. Возможности комплексной эманационной и озоновой съемки в приземной атмосфере при поиске и разведке погребенных ильменит-цирконовых россыпей ... 133
Сафронов П.П., Моисеенко В.Г., Зимин С.С. Состав и природа платиноидной минерализации Зейского района Среднего Приамурья ... 137
Смагин А.Н., Ренжин А.В., Парначев В.П. Проблемы золотоносности венд-кембрийской терригенно-карбонатной формации Манского прогиба ... 139
Сметанина И.В., Хващевская А.А. Гидрогеохимическая характеристика Балахчинского рудного поля ... 141
Соболев И.С., Рихванов Л.П., Цин да Ди Радиогеохимические исследования при поисках углеводородного сырья в условиях Западной Сибири ... 145
Спиридонов А.М., Зорина Л.Д. Золотое оруденение Забайкальского сектора ... 147
Строителев А.Д., Бабанский М.Д., Зырянова Л.А., А.Я. Доронин Минералогические аспекты технологической оценки руд вскрытых полиметаллических месторождений в вулканогенно-осадочных толщах ... 149
Строителев А.Д., Сазонтова Н.А., Поднебесных А.В., Бирюков В.Г., Ахмадшин Н.Ю., Вербицкая Г.Н. Особенности вещественного состава и обогатимости руд Туганского комплексного месторождения ... 152
Тонких М.Е. Особенности метасоматитов в трубках взрыва Непско-Гаженского железорудного района ... 156
Трошин Ю.П. Сравнение распределения элементов подгрупп мышьяка и серы в золоторудных месторождениях двух орогенных областей Сибири ... 157
Фридовский В.Ю. Мезозойские металлогенические пояса Верхояно-Черского коллизионного орогена ... 161
Хващевская А.А., Зарубина Р.Ф. Изучение распространения висмута в природных водах методом инверсионной вольтамперометрии ... 164

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Цыкин С.Р. Золотоносные коры выветривания и россыпная золотоносность (на примере Южно-Енисейского рудного района) ... 166
Черняев Е.В., Черняева Е.И., Номоконова Г.Г. Геологические предпосылки золотоносности Томского района ... 168
Черняева Е.И. Структура Кубакинского рудного поля ... 172
Чистяков В.К., Небера Т.С., Зырянова Л.А. Геология, минералогия и условия образования проявлений опала в южной части Колывань-Томской складчатой области ... 176
Шадрин А.Н. Отражение меридиональных разломов в геохимическом поле Ленского золоторудного района ... 178
Шварцев С.Л. О механизмах самоорганизации в системе вода-порода ... 180
Шведов Г.И. Минералы висмута в молибденовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области ... 182

Петрология ... 185
Герасимов В.П. Петрогенные окислы и микроэлементы как индикаторы дифференцированности и рудоносности интрузий ... 187
Глазунов О.М., Прокопчук С.И., Суворова Л.Ф. Рудно-магматическая система (РМС) Канского зеленокаменного пояса (КЗП) ... 188
Гора М.П. Модель кристаллизационной дифференциации расплава интрузии Дюмталей (Таймыр) ... 190
Гриб Д.Е. Петрохимия малых интрузий Каменской провинции щелочных пород (север Сибирской платформы) ... 192
Гусев А.И. Флюидный режим редкометалльных гранитоидов Горного Алтая ... 194
Дубский В.С., Борисов С.М. Кундусуюльский полиформационный плутон в Кузнецком Алатау ... 197
Иванов А.Н., Калинин А.С., Рапацкая Л.А., Егорова Н.Е. Еще раз о генезисе ультрабазит-габбро-гранитных ассоциаций Прибайкалья ... 199
Иванова Г.М. О связи магматического замещения с железооруденением ... 201
Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Цыпуков М.Ю. Моделирование возможности образования пород базит-ультрабазитовой серии (на примере Игильского массива, Канская глыба) ... 203
Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф., Врублевский В.В. Лампроитоподобные породы Горного Алтая ... 204
Кужельная Е.В., Хомичев В.Л. Морфология и глубинное строение габбро-гранитных массивов и комплексов ... 206
Лаврик С.Н., Мишкин М.А Геохимия и петрология метавулканитов Холодниканского зеленокаменного пояса (юг Алданского щита) ... 208
Литасов К.Д. Геохимическое изучение клинопироксенов из ксенолитов «реакционных» пироксенитов в миоценовых пикрито-базальтах Витимского плато ... 210
Мазуров М.П., Титов А.Т. Специфика метасоматического минералообразования во внутриконтинентальных палеорифтовых зонах ... 212
Макагон В.М., Аксенов В.Н. Высококалиевые святоноситы и пегматоидные граниты Мамской слюдоносной полосы ... 214
Мехоношин А.С., Помигалова Н.Ю. Высокобарические породы Мало-Тагульского массива (юг Сибири) ... 215
Нечаев В.В., Свиридов В.Г., Вавилихин Г.А., Чистяков К.В. Дайковые комплексы основной интрузии северо-западного Салаира ... 216
Рипп Г.С., Смирнова О.К., Ходанович П.Ю. Карбонатиты Западного Забайкалья ... 218
Румянцев М.Ю. Особенности развития протерозойских океанических бассейнов северо-западной части Восточного Саяна ... 220
Ступаков С.И., Симонов В.А., Агафонов Л.В. Особенности вещественного состава ультрабазитов из офиолитов разных палеогеодинамических обстановок Сибири и Полярного Урала ... 221
Удоратина О.В. Щелочные метасоматиты в обрамлениях платформ (на примере севера Урала) ... 223
Уткин Ю.В., Чернышов А.И. Яйский мафит-ультрамафитовый комплекс–фрагмент офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау ... 224
Хомичев В.Л. К петрологии гранитоидных комплексов ... 226
Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы Северного Прибайкалья ... 229
Шевко А.Я. Авгит интрузивных траппов Сибирской платформы ... 232
Шепель А.Б., Гавриленко М.Е., Лепилин В.П. Структурные закономерности размещения метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области ... 234

Экологическая геохимия и геология ... 237
Алексеенко В.А., Алексеенко Л.П., Мирошников А.Е., Суворинов А.В., Бофанова А.Б. Тяжелые металлы в пойме р. Енисей ... 239

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Алексеенко В.А., Головинский П.Л., Мирошников А.Е., Суворинов А.В., Теюбова В.Ф. Ландшафтно-геохимические особенности Нижнего Приангарья ... 242
Архангельская Т.А., Архангельский В.В., Несветайло В.Д. Делящиеся элементы в годичных кольцах деревьев по данным F-радиографии ... 244
Архангельский В.В., Рихванов Л.П. Применение метода F-радиографии для изучения особенностей распределения урана и других делящихся элементов в почвах ... 246
Архипов А.Л., Полех Н.В. Загрязнение почв тяжелыми металлами в рекреационной зоне Ширинского района (Республика Хакасия) ... 248
Бгатов В.И., Лизалек Н.А., Кужельный Н.М. Геологическая среда, растительный покров и основные задачи мониторинга ... 250
Богомазова О.М., Озерский А.Ю., Сорокин А.Н., Целюк И.Н. Химическое и тепловое загрязнение подземных вод на промплощадке Красноярской ТЭЦ-2 ... 251
Вишневецкий И.И. Об экологических исследованиях территории Республики Хакасия ... 254
Демин Ю.И., Филицина Т.А., Промыслова М.Ю. Торий в горных породах и рудах - источник радиоактивной опасности в горнорудных районах (проблема соотношения природной и техногенной радиации) ... 255
Дутова Е.М. Гидрогеохимические особенности Центральнинского рудного района ... 257
Ерофеев Л.Я., Гусев Е.В., Сухоруков В.А. Технология геофизического мониторинга открытых хранилищ радиоактивных отходов ... 260
Зарубина Р.Ф. К вопросу об определении токсичных компонентов в водах ... 263
Картавых О.В. Равновесие подземных вод томского водозабора с карбонатными и алюмосиликатными минералами ... 264
Летувнинкас А.И. Экологические аспекты гипергенной геохимии металлов: цинк ... 266
Макаров В.А., Эммерих А.Х. Задачи и опыт изучения распределения и миграции золота и ртути в рудообразующих и экологических системах (На примере объектов Сибирского региона) ... 274
Маликова И.Н., Ковалев С.И., Сухоруков Ф.В., Маликов Ю.И., Бадмаева И.Н О распределении тяжелых металлов в почвах Алтайского региона ... 276
Наливайко Н.Г., Кузеванов К.И. Микрофлора природных вод города Томска как показатель их экологического состояния. ... 278
Некипелый В.Л., Некипелая С.А. Результаты эколого-геохимической съемки территории города Новокузнецка и пригородной зоны ... 280
Поцелуев А.А., Коробкин В.А., Кондрин В.К., Бибик С.М. Геоэкологические проблемы горнодобывающих предприятий Сибири (на примере Сорского молибденового комбината) ... 282
Собаченко В.Н., Исакова Л.В. Распределение U, Th, K в магматитах протерозоя как фактор радиационной обстановки на водосборных площадях озера Байкал в Западном Прибайкалье ... 284
Сухоруков Ф.В., Мельгунов М.С., Ковалев С.И., Болсуновский А.Я. Техногенные радионуклиды в аллювиальных почвах реки Енисей (остров Атамановский) ... 285
Трифонова Н.А., Копылова Ю.Г., Потылицына М.З. Микробиологические исследования подземных водных экосистем на примере горно-таежной зоны Салаира ... 288
Черкасов Г.Н. Последствия подземных ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне для экогеосистем юга Западной Сибири ... 290
Чернова Г.Е. Корреляционные связи и структуры распределения тяжелых металлов в сопредельных депонирующих средах (на примере СПУ) ... 292
Чернова Г.Е., Семина Т.А. Использование методов моделирования при изучении поведения химических элементов в экосистеме ... 296
Шатилов А.Ю., Язиков Е.Г. Минералогические исследования твердого осадка снегового покрова урбанизированных территорий бассейна реки Оби ... 298
Щербов Б.Л., Страховенко В.Д., Маликова И.Н., Маликов Ю.И. Изменение микроэлементного состава донных отложений водоемов Алтайского края под воздействием антропогенных факторов ... 300
Щербов Б.Л., Страховенко В.Д., Оипова Л.П., Посух О.Л. Цезий-137 во мхах и лишайниках как показатель радиоактивного загрязнения Западной Сибири ... 302
Язиков Е.Г., Грязнов С.А. Геохимическая оценка почвенного покрова в районе Томского нефтехимического комбината ... 304

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Научное издание

Актуальные вопросы геологии и географии Сибири

Материалы
научной конференции, посвященной
120-летию основания
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
1 – 4 апреля 1998 года

Редакционная коллегия
Г.Б.Князев, А.И.Летувнинкас (отв. редактор), А.И.Чернышов,
Н.А.Сазонтова, Т.А.Семина, О.В.Бетхер

Подписано к печати 06.03.98.
Формат 60*90 1/8. Бумага ксероксная.
Печать RISO. Усл.печ.л. 36,14. Уч.-изд.л. 32,72.
Тираж 250 экз. Заказ 51. Цена договорная.
ИПФ ТПУ. Лицензия ЛТ №1 от 18.07.94.
Типография ТПУ. 634034, Томск, пр.Ленина, 30.

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Электронная библиотека (репозиторий)
Томского государственного университета

Томский госуниверситет 1878
Научная библиотека 00311948

1 Общая и региональная геология
Стратиграфия и палеонтология
Проблемы геологического образования

---

2 Геология нефти и газа

---

3 Геохимия, минералогия и металлогения
Петрология
Экологическая геохимия и геология

---

4 Физическая и экономическая география, туризм и краеведение
Гидрология и метеорология
Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов