

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



**ВСЕРОССИЙСКОМУ
ИНСТИТУТУ
МИНЕРАЛЬНОГО**

СЫРЬЯ — 75 ЛЕТ

5/1993

Представляя читателям специальный номер журнала «Отечественная геология», посвященный 75-летию ВИМСа, редколлегия поздравляет коллектив Института, его Ученый совет и дирекцию со славным юбилеем и желает сохранения и преумножения сложившихся традиций смелого научного поиска, эффективного решения задач создания и развития минерально-сырьевой базы оборонной промышленности, энергетики и металлургии, высокорезультативных работ по изучению и комплексному использованию минерального сырья.

ВИМС как лидирующий сырьевой институт много сделал для создания собственных научных школ и подготовки высококвалифицированных кадров, внесших определяющий вклад в развитие многих регионов нашего Отечества.

Журнал «Отечественная геология» постоянно знакомит геологов с научными достижениями сотрудников ВИМСа.

Мы особо поздравляем директора Института Александра Николаевича Еремеева, многие годы являющегося членом редколлегии нашего журнала и активно участвующего в его формировании и введении на страницы журнала новых идей и новых имен.

Редколлегия желает ВИМСу встретить будущий столетний юбилей в полном научном, экономическом и геологическом здравии.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии и
использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

5/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

Содержание

Еремеев А. Н.

Всероссийскому научно-исследовательскому институту минерального сырья — 75 лет 3

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Покалов В. Т.

Рудноформационный анализ и некоторые аспекты его применения 9

Мигута А. К., Модников И. С.

Ураноносность областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы Фролов А. А. 15

Кольцевые карбонатитовые комплексы, металлогения и критерии прогноза их рудоносности 21

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Столяров А. С.

О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России 28

Коплус А. В.

Формационно-генетическая систематика флюоритовых и флюоритоносных месторождений 34

Лисицын А. Е.

Образование и размещение эндогенных месторождений бора 40

Кудрин В. С.

Типы редкометалльных месторождений, связанных с щелочными гранитами 44

Павловский А. Б., Маршукова Н. К., Митрофанов Н. П., Столяров И. С.

Прогноз и оценка глубины распространения разнотипного оловянного оруденения 49

Машковцев Г. А., Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М.

Основные типы инфильтрационных уранополнородных месторождений в осадочных породах 60

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Ашихмин А. А., Шмариович Е. М.

Причины минерального разнообразия гидротермального уранового оруденения 69

Сидоренко Г. А.

Роль и место современной минералогии в решении экологических задач 76

Кузьмин В. И.

Байесовский подход при оценке истинности суждений в поисковой минералогии 78

Пеньков В. Ф., Успенский В. А.

Генетические особенности углеродистых веществ 82

Хитаров Д. Н., Кандинов М. Н., Агапова Г. Ф.

Использование результатов изучения флюидных включений и экспериментальных работ для решения теоретических и практических задач рудообразования 88

ГЕОХИМИЯ

Минеева И. Г.

Взаимосвязь эндогенных и экзогенных процессов уранового рудогенеза в щелочных метасоматитах докембрия 95

Сынгаевский Е. Д.

Особенности изотопного состава углерода углеродистых веществ в рудном процессе 100

Королев К. Г., Румянцева Г. В.

Минералогическо-геохимические типы и физико-химические параметры образования эндогенных урановых месторождений 106

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Пахомов М. И., Макаров А. И.

Формирование признаков физических полей и комплексная интерпретация геофизических данных при прогнозе 111

Данковцев Р. Ф.

Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений 114

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Малышев В. И., Бахур А. Е., Мануилова Л. И., Березина Л. А., Салмин Ю. П., Соловьева З. А.

К вопросу о радиоэкологических исследованиях 121

Художественный редактор Е. А. Карпенко

Технический редактор А. А. Бровкина

Редакция: Р. В. Добровольская, Л. Д. Овчининская, Г. В. Вавилова, Л. Б. Кожемякина

Сдано в набор 25.06.93. Подписано в печать 31.08.93. Формат 185×270 1/8. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,73. Уч.-изд. л. 14,23. Тираж 1000 экз. Заказ 857.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296
Телефон: 315-28-47

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Всероссийскому научно-исследовательскому институту минерального сырья — 75 лет

А. Н. ЕРЕМЕЕВ

В газете «Известия» 22 октября 1918 года был опубликован Декрет Совнаркома РСФСР о национализации петрографического института «Litagea», принадлежавшего московскому купцу В. В. Аршинову, и передаче его в ведение ВСНХ. Прошло 75 лет. За это время из маленького частного института со штатом научных и технических работников 16 человек вырос Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья — крупный научный центр, один из головных научно-исследовательских институтов по комплексному изучению минерально-сырьевой базы новых и дефицитных видов твердых полезных ископаемых. В 1989 г. институту присвоено имя известного минералога члена-корреспондента Академии Наук Н. М. Федоровского, организовавшего на базе «Litagea» Институт прикладной минералогии, переименованный позже в ВИМС.

Становление ВИМСа неразрывно связано с историей развития индустрии, созданием горной промышленности и укреплением отечественной минерально-сырьевой базы.

Успешное решение институтом крупных и сложных сырьевых проблем во многом обусловлено созданием и активным применением комплексного метода изучения месторождений полезных ископаемых. Разработка и внедрение метода принадлежат Н. М. Федоровскому и его соратнику, крупному ученому-технологу академику Э. В. Бричке. Суть метода заключается в ускорении процесса движения от фундаментальных исследований к прикладным, от прикладных — к опытно-конструкторским разработкам и внедрению в производство высокоэффективных достижений науки и техники. Комплексный метод стал содержанием работы не только ВИМСа, но и большинства научно-исследовательских институтов минерально-сырьевого профиля. Этот метод, широко внедренный в практику, содействовал обеспечению народного хозяйства минерально-сырьевыми источниками и созданию новых отраслей промышленности. В итоге за период первого 20-летия в результате работ ВИМСа и выделившихся из него самостоятельных научно-исследовательских институтов (цветной металлургии, редких элементов, удобрений, стройматериалов, асбеста) была создана промышленность минерального сырья. На этой же основе во время Великой Отечественной войны институт успешно решал задачи по обеспечению сырьем перебазируемых в восточные районы промышленных предприятий. В короткие сроки с помощью института было значительно расширено производство флюорита для нужд металлургии Урала, оценены ресурсы марганцевых руд, повышена эффективность работ на многих угольных месторождениях. В 1943 г. ВИМС по заданию Правительства возглавил исследования по изысканию сырьевых источников с целью создания атомной промышленности и совместно с производственными организациями успешно справился с этой задачей.

В послевоенные годы институт развернул комплексные исследования по важнейшим рудно-сырьевым проблемам. На основе глубокого научного анализа, используя созданные в институте прогрессивные методы и аппаратуру для поисков месторождений и оценки качества минерального сырья, совместно с производственными организациями выявлены рудные провинции и месторождения, изменившие состояние запасов по урану, олову, легирующим и редким металлам, некоторым видам неметаллических полезных ископаемых.

Ряд достижений заслуживает более внимательной характеристики. Прежде всего это относится к теории эпигенетического (пластово-инфильтрационного) уранового рудообразования в песчаных породах, одним из основоположников которой был

Е. М. Шмариович. Подобные теоретические разработки, ставшие основой методики прогнозирования и поисков, привели к открытию множества урановых месторождений промышленного значения, пригодных для отработки прогрессивным способом подземного выщелачивания. Научный коллектив во главе с И. С. Модниковым, А. К. Мигутой внес значительный вклад и в теорию гидротермального уранового рудообразования, особенно месторождений, связанных с вулcano-тектоническими сооружениями, что способствовало существенному укреплению минерально-сырьевой базы высококачественными урановыми рудами.

Важные теоретические и прикладные исследования выполнены учеными и специалистами научной школы А. И. Гинзбурга в области геологии, минералогии и геохимии редкометалльного сырья. А. И. Гинзбург и его многочисленные ученики и последователи Ф. Р. Апельцин, В. В. Архангельская, Н. П. Заболотная, В. С. Кудрин, И. И. Куприянова, Л. К. Пожарицкая, А. А. Фролов, Е. М. Эпштейн и др. выдвинули и научно обосновали новые генетические и геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений, установили главные закономерности их размещения, разработали геолого-генетические модели большинства ведущих типов месторождений ниобия, тантала, бериллия, циркония, редких земель; создали теоретические основы ряда рудообразующих процессов применительно к редкометалльным месторождениям; обосновали критерии потенциальной рудоносности магматических комплексов на редкие элементы; выявили металлогенические провинции преимущественного развития редкометалльного оруденения. Все это привело к открытию ряда ценнейших месторождений и расширению минерально-сырьевой базы редких металлов.

В области геологии цветных металлов важная роль в обосновании рациональной методики и критериев прогнозирования, поисков и оценки месторождений молибдена, олова, вольфрама принадлежит В. Т. Покалову, создавшему теоретическую модель гидротермального рудообразования. Основные ее черты — вывод о генетической связи оруденения с магмой гранитных плутонов; установление источников рудного вещества — мантийного и корового; наличие температурного градиента в качестве фактора дифференциации гидротермальных растворов, зональности и вертикальной протяженности оруденения; способы мобилизации рудного вещества в изменяющихся термодинамических условиях; минералого-геохимические особенности зон окисления месторождений и причинность этого явления.

Весом вклад ученых института в теорию бокситообразования. Основоположителем хемогенной теории образования бокситов был академик А. Д. Архангельский, создавший школу в ВИМСе. Развитие этой теории отражено в трудах Е. В. Рожковой, Ю. К. Горецкого. Позже В. А. Теняков обосновал концепцию бокситообразования как результат только латеритного процесса. В настоящее время в работах А. В. Лейпцига и его коллег преобладает компромиссная концепция, в которой сочетаются хемогенная и механогенная теории. Результатом этих разработок явились более целенаправленное ведение поисков на бокситы и рациональная разбровка территорий по степени их перспективности.

В итоге многолетних исследований Т. А. Смирновой установлены новые закономерности в образовании хромитового оруденения в геологической истории, предложена оригинальная петрологическая модель хромитоносной формации альпинотипных ультрабазитов, усовершенствованы поисковые и поисково-оценочные критерии хромитоносности. В связи с работами в области борного рудообразования А. Е. Лисицыным и С. В. Малинко созданы геолого-генетические модели месторождений бора основных геолого-промышленных типов на основе анализа закономерностей их размещения, условий формирования, минералого-геохимических и физико-химических особенностей. Получены обоснованные данные о природе источников бора, а также надежные критерии прогнозирования и поисков новых месторождений борных руд. Л. С. Пузанов и А. В. Коплус установили основные закономерности образования и размещения месторождений флюорита, разработали геолого-генетические модели ведущих промышлен-

ленных типов флюоритовых месторождений и на этой основе — критерии их прогнозирования и поисков. Изучение слюдяных месторождений позволило Г. Г. Родионову, Л. Н. Сапожниковой и др. разработать теорию позднемагматической кристаллизации пегматитов из остаточного переохлажденного расплава в закрытой системе, объясняющую возникновение пегматитов зонального строения с крупными кристаллами мусковита, что способствует их целенаправленным поискам.

Разработки в области формационного анализа дали возможность В. Т. Покалову, С. Ф. Лугову, А. Б. Павловскому, Б. С. Чернову и др. получить по полезным ископаемым профиля ВИМСа такие характеристики, как тектонические позиции рудных районов, рудопродуцирующий механизм, фациальные позиции оруденения в геологической формации, рудно-магматические системы и основные закономерности их развития, рудная зональность, физические поля и геохимические ореолы. Формационный анализ стал основой составления научно обоснованных карт прогноза месторождений.

Заметный вклад внесли Г. С. Момджи, В. А. Блинов, В. Д. Белоусов и др. в разработку теоретических основ образования и локализации россыпей титана, олова, циркония. Сформулировали основные факторы формирования крупных и богатых россыпей, создали новые методики оценки перспектив районов и поисков россыпей, критерии их прогнозирования.

В. Н. Башорин, А. Н. Еремеев, И. Н. Яницкий и др. выявили закономерности распределения концентраций гелия в земной коре, подтвердили его связь с глубинными разломами, создали новый метод структурного картирования, косвенного прогноза месторождений многих полезных ископаемых, а также землетрясений.

Специфика геологической науки предопределяет тесные взаимосвязи фундаментальных исследований. Следуя этому принципу, ученые ВИМСа по новому подходят к изучению вещественного состава минерального сырья. В настоящее время удается проникнуть в глубину строения минералов и на основе законов квантовой механики изучить атомно-электронные явления, протекающие в структуре минерала. Это позволило проводить изучение реального строения минералов, выявлять степень дефектности и упорядоченности их структур, оказывающих определяющее влияние на изменение электрофизических, магнитостатических, оптических, люминесцентных, флотационных и других свойств. Отсюда вытекает возможность нахождения способа воздействия — механического, акустического, радиационного, термического, электромагнитного и др. — для направленного изменения свойств минералов, что имеет важное значение для разработки новых эффективных технологических способов переработки минерального сырья и создания материалов с заданными свойствами. Основы многих глубоких исследований минерального вещества, заложенные еще на заре деятельности института такими известными учеными, как К. И. Висконт, Ю. В. Вульф, А. Ф. Капустинский, Ф. В. Сыромятников, в дальнейшем развили в своих трудах ученые последующих поколений — Б. С. Горобец, В. Т. Дубинчук, В. И. Кузьмин, В. Г. Мелков, Б. М. Моисеев, Г. А. Сидоренко и др. Опираясь на достижения фундаментальных наук, специалисты интенсивно развивают генетическую, поисковую и технологическую минералогию, успешно решая на этой основе прикладные задачи в области геологоразведочных работ и технологической переработки минерального сырья.

В конце 50-х годов под руководством В. М. Крейтера в институте начинают развиваться исследования по разработке и совершенствованию методов поиска и разведки месторождений полезных ископаемых. У истоков проблемы комплексирования методов при поисках и оценке полезных ископаемых стоял В. И. Красников, сформулировавший общие принципы эффективного решения поисково-оценочных задач.

В 60-х годах под руководством А. Н. Еремеева и А. П. Соловова успешно развивается методика глубинных поисков слабо проявленных и погребенных месторождений урана, внедрение которой приводит к открытию многих новых месторождений.

В 70—80-х годах созданы и опубликованы методические руководства по поискам, разведке и оценке практически всех видов сырья профиля ВИМСа. И. Д. Савинским

рассчитаны таблицы для выбора поисковых сетей. Группа Э. Я. Островского разработала и внедрила аэрогаммаспектрометрический метод поисков редкометалльных и золото-серебряных месторождений. В. И. Малышев, Б. Г. Самсонов и др. создали оригинальные геохимические наземные методы поисков урановых руд, О. Д. Ставров — методы поисков олова и редких металлов, А. В. Коплус — геохимические методы поисков флюоритовых месторождений.

В области методики разведки В. А. Петров и ряд других исследователей выполнили обоснование целесообразной плотности разведочной сети для различных морфогенетических типов месторождений. С целью разведки они создали многофакторные модели, направленные на повышение эффективности и достоверности разведочных работ.

В традиционной для ВИМСа области — технологии минерального сырья следует отметить три особенности, имеющие принципиальный характер:

1. Создание под руководством М. А. Эйгелеса научных основ флотации несulfидных минералов, что позволило успешно решить трудные задачи по обогащению редкометалльных и флюоритовых руд, открыв возможность освоения ряда месторождений.

2. Обоснование И. В. Шманенковым, Г. А. Коцем и др. необходимости проведения малообъемного технологического опробования, а затем создание метода геолого-технологического картирования месторождений, который широко вошел в практику геологоразведочных работ, так как, показывая пространственное распределение технологических типов и сортов руд, создает рациональную основу добычи сырья и обеспечивает стабильную работу перерабатывающего предприятия.

3. Создание под руководством В. А. Мокроусова научно-методических и аппаратных основ предварительного радиометрического обогащения радио- и нерадиоактивных полезных ископаемых, использующего контрастность широкого спектра физических свойств минерального сырья. Применение предварительной сепарации руд существенно повышает эффективность обогащения сырья в целом. Наличие в институте высококвалифицированных специалистов, таких как Л. А. Грекулова, В. П. Кузнецов, В. Е. Лифиренко и др., позволяет решать сложные и ответственные задачи по обогащению различных видов минерального сырья.

Большое научно-методическое и практическое значение имеют разработки технологий института Л. В. Зверева, Н. В. Петровой, Н. М. Собиняковой, З. А. Журковой и др. по химической и химико-металлургической переработке рудных концентратов.

Существенные достижения получены при разработке и внедрении в производство новых прогрессивных методов и технических средств с целью изучения и оценки качества минерального сырья. Значительный вклад в создание химических методов анализа сырья внесли еще в довоенные годы И. П. Алимарин, В. И. Кузнецов, В. И. Лисицын, Э. А. Остроумов, Н. И. Червяков. В дальнейшем это направление исследований успешно развивалось В. Г. Сочевановым, В. И. Титовым, К. С. Пахомовой, Л. Н. Любимовой, В. А. Хализовой и др. В институте распространен спектральный метод анализа, заметный вклад в развитие которого внес А. К. Русанов, а также его ученики В. Г. Хитров, Н. Т. Батова и др. Широкую известность получили разрабатываемые в ВИМСе ядерно-физические методы и аппаратура для анализа радиоактивных и нерадиоактивных проб. Создателями их явились творческие коллективы во главе с А. Л. Якубовичем, Е. И. Зайцевым, Е. И. Железновой, Г. В. Остроумовым, С. М. Пржиялговским, Ю. П. Салминим и др.

Нельзя не отметить вклад ученых института в развитие технических средств для минералогических исследований и прежде всего в области оптического приборостроения, где бесспорен авторитет В. В. Аршинова, А. А. Глаголева, Ю. А. Черкасова, Е. Г. Рябевой и др.

Важное значение для геологической отрасли имеет деятельность организованных на базе института научно-методических советов — НСАМ, НСОММИ, НСОМТИ, — осуществляющих координацию в области разработки методик и аппаратуры для ана-

лиза минерального сырья, минералогических и технологических исследований, систему контроля и управления качеством этих работ, внедрение прогрессивных методов и аппаратуры.

Одна из необходимых сторон деятельности института — проблематика, связанная с экономической оценкой месторождений. Этим вопросам уделялось внимание с момента его образования, когда под руководством Н. М. Федоровского и Ю. Л. Черносвитова были выполнены исследования по экономической оценке месторождений барита, слюды, глины, талька, каолина, редкоземельных элементов. Значительный вклад в развитие методических приемов геолого-экономической оценки месторождений на разных стадиях геологоразведочных работ внес Н. А. Хрущов. В основу экономической эффективности работ им положены не объемные показатели, а прирост разведанных запасов сырья. Интересные оригинальные идеи в области денежной оценки месторождений на основе дифференциальной горной ренты с учетом ее дисконтирования развивал К. Л. Пожарицкий. Заметный вклад в разработку методики оценки редкометалльных месторождений и определения их промышленной значимости с использованием ЭВМ внесла Е. В. Блеес. Принципы геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых в современных условиях хозяйствования сформулировал Ю. А. Соколовский.

Необходимо подчеркнуть, что за последние годы коллективом института завершен ряд разработок, направленных на геологическое изучение и определение потенциальных ресурсов минерального сырья России, на укрепление минерально-сырьевой базы редкометалльной промышленности, черной и цветной металлургии. Созданы научные основы регионального, крупномасштабного и локального прогнозирования и оценки месторождений урана, ниобия, тантала, олова, вольфрама, молибдена, алюминия, титана, хрома, марганца, железа, бора, фтора, мусковита. По результатам анализа закономерностей размещения и образования месторождений разработаны принципы и методы комплексирования и поисков полезных ископаемых, их рациональное комплексирование; выявлены и охарактеризованы критерии поисков и оценки оруденения; усовершенствованы методики составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной оценки ресурсов минерального сырья. Обоснованы рациональные комплексы видов и методов работ, необходимые для получения надежных результатов поисковых стадий геологоразведочного процесса. Сформулированы требования к качеству работ на каждой стадии. Разработаны прогрессивные методы разведки месторождений. Выполнен комплекс научно-технических разработок по созданию и совершенствованию аппаратуры для поисков месторождений и экспресс-анализа минерального сырья, разработаны новые эффективные методы обогащения руд цветных и редких металлов. Внедряются в производство энергосберегающие и безотходные технологические способы обогащения и переработки минерального сырья. Успешно ведутся исследования по созданию прогрессивных методов разведки месторождений, предназначенных для отработки способами скважинной гидродобычи и подземного выщелачивания.

Законченные институтом разработки в области поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых, изучения вещественного состава руд дают возможность более обоснованно и в сжатые сроки проводить комплексную оценку объектов на разных стадиях геологоразведочных работ. Выполненные исследования обеспечили своевременное представление и утверждение сырьевых запасов по многим месторождениям.

В ближайшие годы коллективу института предстоит большая и серьезная работа, направленная на повышение достоверности средне- и крупномасштабного прогнозирования рудных полей и месторождений полезных ископаемых; совершенствование структуры баланса запасов минерального сырья; геолого-экономический анализ состояния и оценки перспектив развития минерально-сырьевой базы с обоснованием первоочередных направлений геологоразведочных работ и оценки прогнозных ресурсов;

комплексное изучение разведываемых месторождений с разработкой схем обогащения и технологического передела минерального сырья для более полного и экономически оправданного использования всех компонентов. Предстоит развить исследования по контролю за состоянием окружающей среды — водной, воздушной, почвенной — при поисках, оценке, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых и особенно при обогащении и технологической переработке минерального сырья. Для этого институту необходимо усилить эколого-геохимическое изучение объектов разведки и разработки с созданием соответствующего мониторинга, углубить исследования в области экологической минералогии, совершенствовать и внедрять в производство безотходные или малоотходные технологические схемы передела сырья. Важное экономическое и экологическое значение приобретают исследования, направленные на использование отходов горнорудных, горнохимических, металлургических предприятий — извлечение из них всех ценных веществ и утилизация других компонентов при комплексной переработке сырья с получением различных продуктов и, в первую очередь, разнообразных строительных материалов. Возникают новые аспекты в исследованиях, необычные для института, но необходимые в условиях перехода к рыночным отношениям, направленные на повышение эффективности геолого-экономической оценки месторождений твердых полезных ископаемых с целью достижения наиболее выгодного варианта при конкурсе и лицензировании оцениваемого объекта.

В настоящее время ученые ВИМСа продолжают научные исследования, опираясь на достижения научно-технического прогресса и укрепляя экономические связи с производством. Коллектив с оптимизмом надеется на то, что на основе фундаментальных исследований, создания новых методов и технических средств, совершенствования организационных форм, укрепления связей с производством получит дальнейшее развитие комплексный метод исследования минерального сырья, и работы ВИМСа будут еще более успешно служить делу эффективного использования недр.

Рудноформационный анализ и некоторые аспекты его применения

В. Т. ПОКАЛОВ

Обнаружение в земной коре полезных ископаемых — одна из главнейших, но труднодостижимых целей геологии. Большая часть относительно легко открываемых месторождений за последние 100 лет интенсивных поисков уже выявлена, поэтому прогноз месторождений, т. е. достоверное определение областей и мест их нахождения, запасов и качества руды — задача сложная, и ее решение должно основываться на надежной научно разработанной системе геологических критериев и признаков. Один из путей создания этой системы — рудноформационный анализ, позволяющий типизировать месторождения по главным и попутным компонентам руд и геологическим условиям их нахождения, устанавливать последовательность событий, приводящих к рудообразованию, его причинные связи с геологическими формациями, фациальную обстановку, тектонический режим концентрации полезных компонентов и другие данные, необходимые для прогноза и оценки оруденения.

В современную геологию формационный анализ введен Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, сформулировавшими четкие определения абстрактной и конкретной геологической формаций. Его применяли С. С. Смирнов (1947) и Ю. А. Билибин (1947) для прогнозирования месторождений полезных ископаемых на основе выделения рудно-магматических комплексов с учетом тектонических условий их формирования.

Дальнейшая разработка рудноформационного анализа для отдельных видов полезных ископаемых, проводившаяся в ВИМСе, ЦНИГРИ и других научно-исследовательских организациях [1, 2, 4, 5, 7], показала, что он представляет собой более широкий подход к геологическому прогнозу, имеет универсальное значение, повышает объективность прогнозных построений и соответственно поисковых работ. Это обусловлено не только использованием генетических представлений, но и прослеживанием всей цепи связей между геологическими явлениями и рудообразованием по схеме: структурно-тектонические условия в период рудооб-

разования → конкретные и абстрактные геологические формации, отвечающие этим условиям → геохимический тип месторождений (рудная формация) и его место в структуре геологической формации.

Реализация этой модели для руд магматогенного происхождения, состав которых обнаруживает прямую зависимость от основности, щелочности и насыщенности летучими материнских магм, способствует решению ряда задач: во-первых, созданию применительно к каждому полезному ископаемому классификации его месторождений на тектоно-магматической основе; во-вторых, выявлению на этой основе закономерностей размещения и образования месторождений в земной коре; в-третьих, созданию геолого-генетических моделей месторождений и рудных полей, в которых заложены критерии их поисков и оценки; в-четвертых, разработке графического языка для построения пометалльных карт прогноза.

Работы, выполненные ВИМСом по молибдену, олову, вольфраму, железу, хрому, титану, редким металлам, бокситам, слюде, флюориту и другим полезным ископаемым, позволили получить объективный и достаточно полный набор основных составных элементов прогноза — тектонические позиции рудных районов, рудопроизводящие магматизм или осадконакопление; фациальные позиции оруденения в геологических формациях; рудно-магматические системы и основные закономерности их развития; элементный и минеральный состав руд; минеральная и рудная зональность; геохимические особенности месторождений, включая ореолы и их зональное строение, физические поля, факторы концентрации рудного вещества, типоморфные минеральные признаки. Автор не пытался охватить весь круг вопросов, решаемых с помощью рудноформационного анализа, но на некоторых из них целесообразно остановиться.

Зависимость вещественного состава руд от состава рудопроизводящей магмы особенно наглядно проявляется в группе полезных ископаемых, ассоциированных с мантийными основными и ультра-

основными выплавками. На ранней стадии развития подвижных зон (геосинклиналей) земной коры магмы имеют щелочно-земельный характер, а главные полезные ископаемые, продуцируемые ими это хром, титан, железо, платина и платиноиды. Титаномагнетитовые руды гистеромагматического и частично сегрегационного типов приурочены к комплексам пород габброидной магмы, характеризующейся повышенным содержанием титана (более 3 %) и низким — магния (менее 4 %). Медно-титаномагнетитовые руды выявлены в более меланократовых породах с содержанием магния около 6 %. Апатит-магнетитовые руды гистеромагматического типа связаны с габбро-сиенитовыми и сиенит-диоритовыми дифференциатами основной магмы. Руды хрома находятся в массивах дунит-гарцбургитовых пород. При этом среди дунитов залегают руды, для которых типична ассоциация платины с хромшпинелидами, в перидотитах наряду с ними или отдельно от них отмечаются высокие концентрации Os, Ir, Ru, а в пироксенитах самородная платина ассоциирует с титаномагнетитом.

Относительно спокойные условия платформ способствовали, с одной стороны, дифференциации проникающих в них мантийных магм, а с другой — определили преимущественно щелочной характер последних. В этих условиях образовались расслоенные массивы гарцбургит-ортопироксенит-норитовых пород, в которых залегают стратиформные руды хрома, ликвационные медно-никелевые месторождения, связанные с сильнодифференцированными габбро-норитовыми массивами, а также редкометалльные, апатитовые и флогопитовые месторождения, ассоциированные с щелочными и ультраосновными щелочными породами.

Говоря о генетической связи медно-никелевых руд с базит-гипербазитовым комплексом пород, М. Н. Годлевский отмечает их более магнезиальный характер в целом, чем титаноносных. При этом богатые и обогащенные медью руды (месторождения Дулутского плутона, массива Инсизва, Норильского района и др.) ассоциированы с менее магнезиальными комплексами пород (8—12 %), а носители существенно пирротиновых бедных медью руд (месторождения Кольского полуострова, Седбери, Томсон и др.) — с породами более магнезиального состава (24—25 %). Таким образом, в приведенных примерах неодинаковые по составу типы пород и связанные с ними руды различных полезных ископаемых — результат дифференциации мантийного вещества в разных тектонических усло-

виях.

Что касается кислых и умеренно кислых магм и связанных с ними полезных ископаемых, то проблема значительно сложнее. Это обусловлено тем, что широко распространенные и сходные по минеральному составу гранитоиды находятся в разных геотектонических позициях и сопровождаются разными полезными ископаемыми. Однако проблема решается, если рассматривать все производные магм в комплексе — гранитоиды, жильные породы, метасоматические изменения и оруденение — с учетом их временных взаимоотношений. Только в этом случае можно получить представление о различиях рудопродуцирующих магм и особенностях металлогении регионов и районов.

Одна из главных предпосылок широкого развития кислого магматизма в континентальной земной коре — экзогенная дифференциация корового вещества с обогащением терригенных осадков кремнием, калием, бором, хлором и другими компонентами и обеднением по сравнению с породами мантийного происхождения железом, магнием, титаном, натрием, частично кальцием. Многообразие типов осадочных пород и широко варьирующие их сочетания обусловили появление различных типов палингенной магмы, отличающихся химизмом и ассоциированным с ними оруденением.

Об этом свидетельствуют, с одной стороны, территориальная разобщенность молибденоносных и оловоносных провинций и «антагонизм» этих металлов в рудном процессе, с другой — повторяемость однотипных магматизма и оруденения в одной и той же структурно-фациальной зоне. Например, вольфрам-молибденовое оруденение, связанное с лейкократовыми гранитами, проявилось в Западном Забайкалье дважды: в позднем карбоне (месторождения Малый Ойногор, Джидот, Долон-Модон и др.) и мезозое (месторождения Джида, Орехиткан и др.) при тектоно-магматической активизации ранних каледонид.

В чем же причина территориальной разобщенности молибденоносных и оловоносных провинций. Известно, что при образовании оловянных руд непременную и первостепенную роль играют бор и фтор (ассоциации касситерита с турмалином, топазом, флюоритом и слюдами). Молибденовым месторождениям бор вообще не свойствен, а фтор (топаз, флюорит, слюды) присутствует постоянно лишь при развитии вольфрамовой минерализации на вольфрам-молибденовых месторождениях, в то время как для более раннего молибденита типичен парагенезис с квар-

цем, пиритом, серицитом. Различия в составе летучих в месторождениях олова и молибдена обусловлены разными обстановками развития корового магматизма. Молибденоносные плутоны формировались преимущественно в среде кристаллических пород — гнейсов, гранитогнейсов, различных гранитоидов и эффузивов. Оловоносные граниты, характеризующиеся существенным преобладанием калия над натрием, что заметно отличает их от гранитов, с которыми ассоциированы молибденовые месторождения, как правило, находятся среди терригенных, карбонатно-терригенных и эффузивно-терригенных толщ с содержанием бора на порядок больше, чем в изверженных (Г. Хардеру, 1965) и преобладанием калия над натрием в глинистых отложениях. Естественно, что палингенная магма наследовала геохимические особенности толщ, в которых она формировалась, и по-разному насыщалась летучими.

Кроме того, в последнее время в районах формирования плутогенных месторождений в отложениях нижних структурных этажей нередко отмечаются повышенные содержания таких рудных элементов, как Sn, W, Mo, Ta, Nb, Be и др.). Это дает основание ряду исследователей делать вывод о многоступенчатом накоплении рудного материала, завершающемся образованием месторождений в связи с магматической деятельностью. Вопрос этот пока еще недостаточно изучен. Однако он приводит к заключению о том, что для прогнозной оценки территорий при формационном анализе важно знать не только рядовую петрохимию гранитоидов, но и в какой среде зарождалась и формировалась образовавшаяся их магма. Большое значение имеет также то, какой материал лежит в ее основе — мантийные или коровые выплавки или это смешение тех и других. От этого зависит набор полезных ископаемых ею продуцируемых.

Последнее положение хорошо иллюстрируется структурно-тектоническими и петрогеохимическими особенностями гранитоидов в полях молибденовых месторождений разных формаций. Для вольфрам-молибденовых месторождений с сопутствующим бериллием в блоках активизации консолидированной континентальной коры характерны плутоны многофазных лейкогранитов изменчивого структурно-текстурного облика с повышенной калиевой щелочностью. Месторождения практически монометалльных молибденовых руд с небольшим количеством сопутствующих вольфрама и меди в областях эпиплатформенной орогении, приуроченные к зонам разломов в бортовых

частях наложенных впадин и разделяющих их поднятиях (Монголо-Охотский пояс и другие регионы Восточной Азии, восточное обрамление плато Колорадо), пространственно и генетически связаны с плутонами умеренно кислых гранитоидов несколько повышенной щелочности, содержащими в подчиненном количестве породы повышенной основности (диориты, габбродиориты, сиенито-диориты) в относительно узких эндоконтактных зонах.

Месторождения медно-молибденовых руд, формирующиеся в периоды эпигеосинклинального орогенеза, находятся главным образом в зонах эвгеосинклинального развития, тяготея к геосинклинальным поднятиям и их ближайшему обрамлению, а также к стыкам блоков разновозрастной консолидации и краевым частям срединных массивов. Месторождения ассоциированы с плутонами пестрого состава — от габбро до биотитовых и лейкократовых гранитов, с преобладанием гибридных разновидностей монцититов, диоритов, кварцевых сиенитов, сиенито-диоритов, гранодиоритов. Наличие основных пород, относящихся к ранней магматической фазе, широкое развитие гибридных пород, завершающих магматический процесс гранитов, а также данные изотопных исследований [4] свидетельствуют об участии в магматическом процессе двух магм: одна из них (инициальная) отвечает выплавкам из мантий, другая — из сиалического гранитно-метаморфического слоя земной коры. Смешение этих магм в условиях эпигеосинклинального петрогенеза — характерная черта плутонов, с которыми ассоциируют месторождения медно-молибденовой формации. Из сказанного следует, что повышение роли мантийного вещества в магме приводит к увеличению значения меди в рудах молибденовых месторождений и снижению в них роли вольфрама. Аналогичная картина наблюдается и в оловорудных месторождениях Приморья и Хабаровского края. В Комсомольском районе с повышением основности магматических пород, с которыми ассоциированы оловорудные месторождения, сопряжено существенное увеличение роли меди в рудах этих месторождений по сравнению с оловорудными Приморья.

Рассматривая факторы, влияющие на состав руд магматогенного происхождения, нельзя не отметить роль щелочности рудопродуцирующих магм. Проявляясь во внегеосинклинальных условиях, коровые и подкоровые магмы образуют различные комплексы щелочных пород, с которыми независимо от их основности

ассоциируют руды, богатые ниобием, танталом, редкоземельными металлами, цирконием, фосфором, с повышенным содержанием титана. На наш взгляд, это свидетельствует не столько об обогащенности магм перечисленными полезными компонентами, сколько о возможности их выделения из щелочных силикатных расплавов. В этом отношении весьма показательны также поведение молибдена. В целом месторождения последнего сопряжены с гранитоидами повышенной щелочности, а при ее понижении происходит уменьшение содержания металла в рудах. Например, в медно-порфировых месторождениях Филиппин, Новой Гвинеи, Соломоновых островов, ассоциированных с отрождающимся магматизмом, концентрация молибдена почти на порядок ниже, чем в медно-порфировых месторождениях Кордильер и Анд, связанных с более щелочным магматизмом эпигеосинклинального орогенеза. Молибден-вольфрамовые месторождения Горного Алтая по этой же причине уступают по количеству и содержанию молибдена формационно аналогичным месторождениям Центрального Казахстана и Западного Забайкалья.

Говоря о возможностях рудноформационного анализа при типизации месторождений и выявлении поисковых и оценочных критериев, нельзя не обратить внимание на некоторые противоречивые моменты. Так, исторически сложившееся формационное деление оловорудных месторождений главным образом по генетическим признакам и вещественному составу руд далеко не всегда позволяет однозначно расставить месторождения по формациям и дать им правильную оценку. Речь идет прежде всего о вольфрам-оловянных месторождениях с попутной редкометалльной минерализацией и полиметалльно-оловянных нередко с попутным вольфрамом, которые относятся соответственно к касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формациям.

Первые распространены в позднеорогенных структурах складчатых поясов и их ближайшем активизированном обрамлении в ассоциации с гранодиорит-гранитными батолитами, преимущественно в их эндоконтактных зонах. Вторые находятся в аналогичной структурно-тектонической обстановке, но ассоциированы с относительно небольшими плутонами габбро-гранодиорит-гранитной формации, залегающей преимущественно в их экзоконтактных зонах. Месторождения не так четко обособлены одни от других территориально и по времени образования, как, скажем, месторождения разных молибдено-

вых формаций, что обусловлено их примерно одинаковыми палеодинамическими условиями возникновения. Более того, они встречаются в пределах одного рудного региона (Приморье), района (уникальный Корнуол), поля (Трудовое, Киргизия), а на крупных и уникальных месторождениях (Депутатское и др.) имеются признаки обеих формаций. В чем же дело?

Думается, что в данном случае, скорее всего, мы наблюдаем проявления одной оловорудной формации, которые можно разделить на две субформации. По-видимому, в зависимости от структурно-тектонических условий развития рудного процесса, степени дифференциации и масштабов магматизма, а также уровня эрозионного среза оруденения и магматических образований и других причин вольфрам-оловянные и полиметалльно-оловянные руды могут проявляться в современном эрозионном срезе как совместно (в пределах одного месторождения), так и раздельно. При таком подходе к изучению разнотипных оловорудных месторождений их оценка становится иной и вполне объяснимой уникальностью Корнуола, возникновение разнотипных месторождений в одном рудном поле, проявление признаков обеих формаций на одном месторождении. Что же касается Приморья, то здесь в пределах Центрального тектонического шва находятся вольфрам-оловянные (касситерит-кварцевые) месторождения, а к востоку от него полиметалльно-оловянные (касситерит-силикатные). Это можно рассматривать и как проявление региональной рудной зональности, и как следствие неодинакового уровня среза образований оловорудной формации в разных частях одного региона.

Рудноформационный анализ помогает разобраться и в рудной зональности. Например, свинцово-цинковая минерализация на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций, как правило, прослеживается по периферии молибденовых руд, нередко даже в отрыве от них, создавая как бы аркообразный ореол над ними. По аналогии, если не выделять рудные формации, так же бы размещалась свинцово-цинковая минерализация и на вольфрам-молибденовых месторождениях. Однако эти месторождения как раз и отличаются тем, что слабо развитая свинцово-цинковая минерализация в основном приурочена к их корневым частям и флангам нижних и средних горизонтов, выделяясь преобладанием в ее жильной составляющей карбонатов. Таким образом, пространствен-

ное расположение свинцово-цинковой минерализации на месторождениях молибдена выступает как критерий оценки эрозийного среза этих месторождений, но по-разному на разных формационных типах.

Характеризуя возможности и значение рудноформационного анализа, нельзя не остановиться на необходимости его применения при выработке минералогических, геохимических, физико-химических, кристаллографических и других критериев оценки оруденения. Показательными в этом отношении являются вопросы, касающиеся состава вольфрамитов, встречающегося в различных рудных формациях в ассоциациях с касситеритом и молибденитом, и элементы-примеси в касситерите.

Выводы исследователей относительно факторов, определяющих состав вольфрамитов, далеко не однозначны. По мнению М. М. Тетяева (1926) и Ф. М. Хесса, ферберитовый тип минерала — образование наиболее высокотемпературное. В противоположность этому Г. Шнейдерхен и Р. А. Хасин (1949) считают наиболее высокотемпературным гюбнерит. В. Ф. Барбанов (1972, 1975), Л. Ф. Сырцыло (1967), В. В. Дистлер (1967) полагают, что химический состав вольфрамитов в значительной мере зависит от состава пород, вмещающих рудные тела. И. В. Будakov (1971), В. К. Денисенко (1971) пришли к выводу, что вариации составов вольфрамитов — функция не только температуры, но и в значительной мере изменения кислотности — щелочности гидротермальных растворов. По Г. Ф. Ивановой (1976) главными факторами, обуславливающими вариации состава вольфрамитов, являются окислительно-восстановительный потенциал и щелочность гидротермальных растворов, определяющие активность Fe^{2+} и Mn^{2+} и осаждение соответствующих вольфрамитов.

Весь изоморфный ряд вольфрамитов вместе с его крайними членами — ферберитом и гюбнеритом — связан с грейзеновым процессом и образованием кварцевых жил, сопровождающихся грейзенизацией вмещающих пород. Проявления этого процесса всесторонне изучены — определены минеральные парагенезисы и физико-химические параметры, при которых он протекал. Рамки процесса достаточно узкие и по PT -условиям, и по значением Eh и pH . Поэтому вряд ли столь широкое колебание состава вольфрамитов обусловлено изменением только этих параметров в рамках указанного процесса.

По соотношению ферберитовой и гюб-

неритовой составляющих вольфрамиты довольно четко делятся на две большие группы (таблица) [4]. Более железистыми являются вольфрамиты из месторождений вольфрам-оловянной формации, более марганцовистыми — из месторождений вольфрам-молибденовой формации. Граница между ними проводится на основании железо-марганцевого отношения, равного 1,3. При этом для большинства месторождений вольфрам-молибденовой и вольфрам-оловянной формаций оно соответственно не более 1 и не менее 1,5. Более того Т. А. Амичба и В. К. Политов [3] подчеркивают, что в вольфрамитовых месторождениях полиметалльно-оловянной (касситерит-силикатной) формации уровень значений железо-марганцевого отношения в целом выше, чем в вольфрамитовых месторождениях вольфрам-оловянной (касситерит-кварцевой), а в отдельных месторождениях, например Голимовском (Омсукчанский район Чукотки), он отвечает фербериту.

Причиной такого различия, очевидно, прежде всего является исходный состав плутоногенных гидротермальных растворов, с которыми связано образование месторождений разных формаций. Содержание и активность железа в растворах, формировавших оруденение оловорудных формаций, были значительно выше, чем в растворах, формировавших оруденение вольфрам-молибденовой формации, о чем косвенно свидетельствует большая железистость оловорудных гранитов. Кроме того, состав вольфрамитов часто обусловлен не только принадлежностью к той или иной абстрактной рудной формации, но и провинциальными особенностями магматизма. Так, на вольфрам-молибденовых месторождениях Западного Забайкалья (Джида, Бом-Горхон и др.) преимущественно развит гюбнерит, независимо от того, в какую стадию рудного процесса он выделялся. На месторождениях той же абстрактной формации в Центральном Казахстане преобладает вольфрамит с примерно равным соотношением в нем гюбнеритовой и ферберитовой составляющих и лишь на более поздней стадии рудного процесса в подчиненном количестве появляется гюбнерит. По-видимому, эти отличия обусловлены провинциальными особенностями рудно-магматических систем конкретных рудных формаций в рамках единой абстрактной формации.

Известно, что касситерит — носитель около 50 элементов-примесей. Так, в касситерите из грейзенов (вольфрам-оловянная формация) содержание тантала и ниобия находится на уровне 0,1 %. Кроме

Состав вольфрамитов из месторождений вольфрам-оловянной и вольфрам-молибденовой формаций

Месторождения	Число анализов	Среднее отношение Fe/Mn	Источник информации	Организация, в которой выполнены анализы
<i>Вольфрам-оловянная</i>				
Иультинский рудный район, Чукотка	57	1,9	Б. В. Макеев, В. К. Политов, 1986	СВТГУ
Иультинское, Чукотка	24	1,57	Г. А. Смелянская, Н. В. Добровольская, 1968	ВИМС
Рудное поле месторождения Трудовое, Киргизия	12	2,4	То же	»
Бага-Газрын, Монголия	10	9,1	Г. Ф. Иванова, 1976	ГЕОХИ
Хара-Моритоу, Монголия	2	5,9	»	»
Цаган-Даба, Монголия	13	1,7	»	»
Модото, Монголия	10	1,3	»	»
<i>Вольфрам-молибденовая</i>				
Югодзырь, Монголия	9	1,3	Г. Ф. Иванова, 1976	ГЕОХИ
Борун-Цогто, Монголия	12	1,1	»	»
Чулун-Хуриэтэ, Монголия	5	1	Г. Ф. Иванова, 1976	»
Тумэн-Цогто, Монголия	15	0,96	»	»
Акчатау, Центральный Казахстан	13	1,07	Г. А. Смелянская, Н. В. Добровольская, 1968	ВИМС
Караоба, Центральный Казахстан	27	0,9	То же	»
Коктенколь, Центральный Казахстан	6	0,8	И. В. Булдаков, 1971	СЗТГУ, ИГЕМ
Северный Коунрад, Центральный Казахстан	25	0,37	Ф. В. Чухров, 1960	ИГЕМ
Джида, Бурятия	13	0,07	М. М. Повилайтис, 1960	ИГЕМ
Бом-Горхом, Бурятия	9	0,07	Г. А. Смелянская, Н. В. Добровольская, 1968	ВИМС

того, в нем фиксируются повышенные количества циркония, гафния, скандия, галлия. В полиметалльно-оловянных месторождениях распространен касситерит с повышенной концентрацией индия, ванадия, меди, цинка, свинца при низком, стремящемся к нулю, содержании $(Ta, Nb)_2O_5$ [3].

В связи с этим становится очевидным, что при выявлении типоморфных признаков жильных и рудных минералов [6], учитывающих набор и содержание элементов-примесей, морфологию кристаллов, полиптилию минералов, строение минеральных агрегатов, физические свойства минералов, с целью получения дополнительных признаков для прогнозной оценки оруденения и, в частности, для определения уровня его эрозионного среза, необходимо опираться на правильно собранный и классифицированный материал со строгой привязкой к той или иной рудной формации. А уже затем следует рассматривать влияние тех или иных факторов на отдельно взятых месторождениях по стадиям рудного про-

цесса, на разном удалении от кровли гранитов (в ту и другую стороны), в связи с химическим составом вмещающих пород и т. д. Только при таком системном подходе можно обосновать надежные критерии оценки оруденения.

Итак, рудноформационный анализ это наиболее надежный системный подход к разработке научно обоснованных поисковых и оценочных признаков и критериев в геологии месторождений полезных ископаемых. Он позволяет создать геологическую основу для решения многих генетических вопросов, в частности, помогает определить связь месторождений с геологическими формациями, источники рудного вещества, влияние тех или иных факторов магматизма и осадконакопления на процесс рудообразования, структурно-тектоническую и фациальную приуроченность оруденения, влияние вмещающих пород на рудообразование, рудную и геохимическую зональность и причины ее обуславливающие, температуру и другие физико-химические параметры рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Константинов Р. М. Магматические и рудные формации. — М.: Недра, 1986.
2. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В., Рундквиста. — Л.: Недра, 1978.
3. Оловорудные месторождения СССР/Под ред. С. Ф. Лугова. — М.: Недра, 1986.
4. Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. — М.: Недра, 1992.
5. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Под ред. В. Т. Покалова. — М.: Недра, 1977, 1984.
6. Юргенсон Г. А. Типоморфные признаки жильного кварца как критерии рудноформационного анализа и оценки рудоносности//Недра Востока, пробный номер. Чита, 1993.
7. Формационный анализ и крупномасштабный прогноз рудных месторождений/Отв. ред. Д. И. Горжевский, И. В. Крейтер. — М.: ЦНИГРИ, 1987. Вып. 216.

УДК 553.495 (571.1/5)

© А. К. Мигута, И. С. Модников, 1993

Ураноносность областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы

А. К. МИГУТА, И. С. МОДНИКОВ

В юго-восточной части Сибирской платформы выделяют Алданский щит, сложенный наиболее древними архейскими комплексами, сводовое поднятие Станового хребта — область протерозойской складчатости — и обрамляющий их Монголо-Приаргунский внутриконтинентальный вулканический пояс с выступами кристаллического фундамента (рис. 1). Эти геологические структуры в мезозойское время претерпели тектоно-магматическую активизацию, с наибольшей интенсивностью проявившуюся в блоках наиболее ранней консолидации в пределах щита и вулканического пояса. Блоково-глыбовая тектоника активизационного этапа сопровождалась возникновением наложенных депрессионных структур, выполненных юрско-меловыми отложениями, и широким проявлением магматизма. Последний в пределах Алданского щита представлен комплексом щелочных и щелочноземельных интрузий, а в Монголо-Приаргунском вулканическом поясе — вулканитами контрастной базальт-риолитовой формации при подчиненном развитии интрузивных образований.

Эпоха мезозойской тектоно-магматической активизации характеризовалась исключительно высокой продуктивностью эндогенного рудообразования. С ней связано формирование многочисленных месторождений урана, золота, молибдена, вольфрама, олова, полиметаллов, фтора, редких и редкоземельных элементов. Урановое оруденение в этом регионе представлено рудными объектами разных масштабов и формационных типов, среди которых по особенностям и интенсивности проявления рудоформирующих процессов резко выделяются месторождения Стрельцовского и Центрально-Алданского рудных районов.

Стрельцовский урановорудный район расположен в краевой части Урулюк-гуевского срединного массива, находящегося в пределах Монголо-Приаргунского внутриконтинентального вулканического пояса (см. рис. 1), сформировавшегося в результате проявления интенсивных процессов позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

Начиная с байкальского времени, рассматриваемая часть срединного массива развивалась в режиме устойчивого воздымания, обусловившего развитие блокового тектогенеза, динамометаморфизма, длительно эволюционирующих (PR_1 — PZ_2) процессов гранитизации. Последние сопровождались привнесом кремне-щелочными флюидами в верхнюю часть земной коры огромных масс калия, урана, тория, и титана, определивших отчетливо выраженную радиогеохимическую специализацию гранитизированных пород нижнего структурного этажа.

Типоморфными структурами фундамента этой области, во многом обусловившими своеобразие разломной тектоники и разновозрастных эндогенных процессов, являются крупные сводовые поднятия и более локальные гранито-гнейсовые купола [2, 3].

Положение Тулукуевской вулканотектонической структуры, вмещающей известные месторождения урана в районе, контролируется узлами пересечения долгоживущих глубинных разломов различной ориентировки в краевой северо-западной части гранито-гнейсового купола. В геофизических полях он выражается отрицательной аномалией силы тяжести грубоизометричной формы глубинной природы на фоне региональных максимумов физических полей. Отмеченные расколы

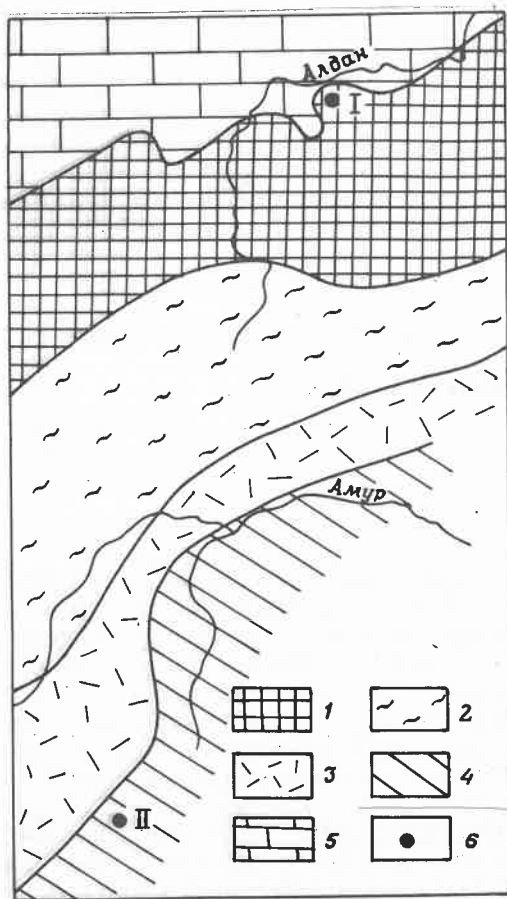


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной части Сибирской платформы:

1 — Алданский щит; 2 — Становое поднятие — область протерозойской складчатости; Монголо-Приаргунский внутриконтинентальный вулканический пояс; 3 — Монголо-Забайкальская герцинская складчатая область; 4 — Урулюнгуевский срединный массив — выступ фундамента Сибирской платформы; 5 — отложения платформенного чехла; 6 — рудные районы (II — Стрельцовский, I — Центрально-Алданский).

обусловили повышенную проницаемость данного участка земной коры для гранитизирующих флюидов и магматических расплавов различного состава и возраста, что определило формирование очаговой вулcano-тектонической структуры [3].

Палеовулканическое сооружение отличается длительностью развития (30—60 млн лет), телескопированием на относительно ограниченных площадях (сотни квадратных километров) продуктов дифференциации субщелочного базальтового, андезитового и ультракислого липаритового магматизма, формирующихся в результате прерывистого функционирования мантийных, глубинно-коровых и периферических очагов. Прерывистость вулканических извержений фиксируется по наличию в различных частях разреза верхнего структурного этажа горизонтов терригенных, часто грубообломочных отложений с органическим веществом. Магматиты активизационного этапа различного состава и фациальной принадлежности характеризуются повышенным (до 2—3 кларков) содержанием радиоактивных элементов.

В кислых эффузивах порфировой структуры содержание урана составляет 11 г/т

и более, причем основная его часть (60—90 %) приходится на стекловатый базис пород.

К основным тектоническим нарушениям, определяющим размещение уранового оруденения в пределах вулcano-тектонической структуры, относятся скрытые продольные разломы фундамента. В гравиметрических полях они проявляются в виде линейных зон глубинного разуплотнения пород и прослеживаются по простиранию на 15—20 км при ширине 4—6 км.

В центральных наиболее проницаемых частях зон обычно отмечается телескопирование продуктов воздействия разновозрастных метасоматических процессов (микроклизация, грейзенизация, альбитизация, серицитизация, аргиллизация), связанных с доактивизационной и активизационной тектоно-магматической деятельностью. Эти зоны характеризуются также резко дискретным распределением содержания урана во вмещающих породах при наличии наряду с локальными положительными более обширных отрицательных урановых аномалий.

Положение отдельных месторождений определяется узлами пересечения ветвей продольного разлома разрывами попереч-

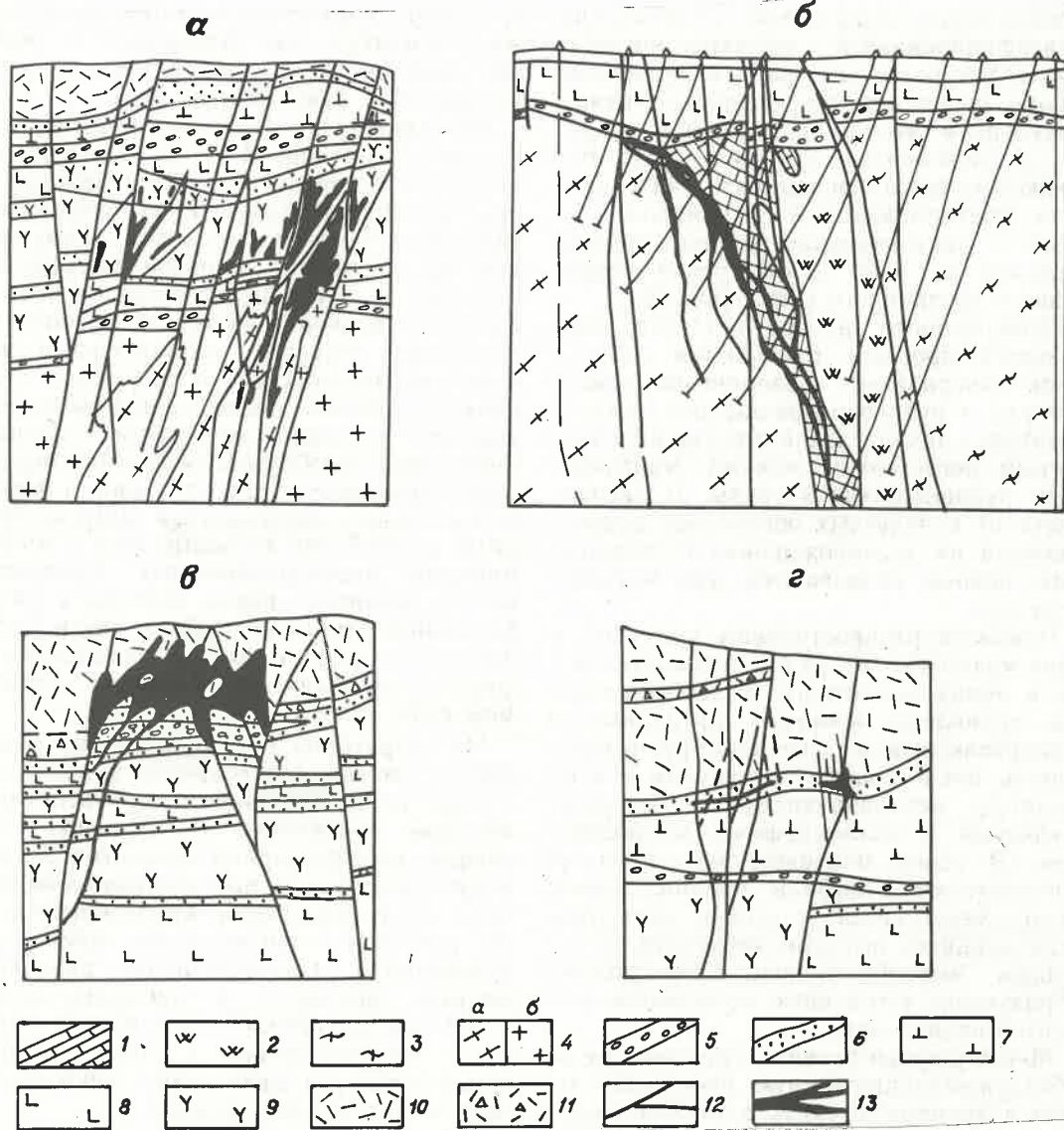


Рис. 2. Особенности локализации уранового оруденения на месторождениях Стрельцовского района:

месторождения: а — Стрельцовское, б — Тулукуй, в — Аргунское, г — Дальнее; 1 — известняки; 2 — амфиболиты; 3 — гнейсы; 4 — граниты (а — гнейсо-

видные крупнозернистые; б — порфиробластовые лейкократовые); 5 — конгломераты полимиктовые; 6 — песчаники туфогенные; 7 — базальты; 8 — андезиты; 9 — дациты; 10 — фельзиты; 11 — туфы, туфобрекчии; 12 — тектонические нарушения; 13 — рудные залежи

ной и диагональной ориентировки, прослеживающихся над выступами локальных блоков фундамента или их обрамления. Оруденение контролируется крутопадающими разломами в сочетании с пологопадающими разрывами, зонами послойной и штокверковой трещиноватости. Ведущими факторами, определяющими геолого-структурную позицию рудных тел конкретных месторождений, являются, с одной стороны, интенсивность и условия проявления трещинной тектоники, с другой — гетерогенность строения стратифицированных вулканогенных толщ и гранитизированного фундамента, обусловлен-

ные резкими колебаниями состава и контрастностью физико-механических свойств рудовмещающих пород. Условия развития трещинной тектоники и гетерогенность строения разреза тесно взаимосвязаны, и от их сочетания зависит не только пространственное положение рудных тел, но и в значительной степени масштаб оруденения.

Для месторождений характерны рудные тела трещинно-жильного и штокверкового типов, а также пластообразные залежи. Морфология рудных тел обусловлена структурными особенностями локализации конкретных месторождений [2].

В зонах сквозных разломов, рассекающих стратифицированные вулканогенно-осадочные толщи чехла и гранитизированные породы основания депрессии, в верхнем структурном этаже преобладают линейные и уплощенные штокверки. По падению в гранитах фундамента они сменяются крутопадающими трещинно-жилыми и линзовидными телами, прослеженными до 1500 м от уровня современного эрозионного среза (рис. 2).

Продуктивные ассоциации гидротермального процесса отличаются различными минеральным и элементным составом руд и рудосопровождающих метасоматитов, в значительной степени обусловленным петрогеохимическими особенностями рудовмещающей среды. В зависимости от конкретных обстановок рудоотложения на месторождениях Стрельцовского района развиваются два ведущих типа руд.

Наиболее распространены урановые и уран-молибденовые руды, локализующиеся в зонах кислотного выщелачивания, где проявлены процессы аргиллизации и гидрослюдазации. Основные рудные минералы представлены настуром и коффинитом, ассоциирующими с микрочешуйчатым и колломорфным молибденитом. В резко подчиненном количестве присутствуют сульфиды свинца, цинка, меди. Характерные спутники этих руд, отличающихся высоким качеством, — молибден, мышьяк, свинец, цинк, золото, образующие устойчивую ассоциацию элементов-индикаторов.

Менее широко развиты урановые руды, обнаруживающие тесную пространственную и временную связь с зонами низкотемпературного щелочного натриевого метасоматоза, продукты которого представлены карбонат-хлорит-альбитовой ассоциацией. Ведущими урановыми минералами являются настур, браннерит, коффинит, в подчиненном количестве уранинит, слагающие вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Основные элементы-спутники — титан, цирконий, при резко подчиненной роли элементов халькофильной группы. В целом уран-титановые руды по содержанию полезных компонентов уступают уран-молибденовому типу руд.

Вертикальная геохимическая зональность урановых месторождений заключается в обогащении верхних частей рудозонных зон халькофильными элементами по отношению к урану. Наиболее контрастно она проявляется в закономерном уменьшении с глубиной содержания мышьяка и сурьмы. При этом халькофильные элементы продуктивной стадии

урановорудного процесса в отличие от тех же элементов, не связанных с ним, образуют значимые положительные корреляционные связи с ураном.

Месторождения Алданского щита расположены в северной части Центрально-алданского магаблота раннеархейской консолидации, в области погружения кристаллического фундамента под кембрийские образования Сибирской платформы (см. рис. 1). Оруденение сосредоточено в пределах Эльконского горста — сводового глыбового поднятия, возникшего в результате мезозойской активизации. Оно сложено сильно дислоцированными архейскими гнейсово-сланцевыми толщами, интенсивно преобразованными многократными процессами гранитизации и кремний-калиевого метасоматоза. Широко развиты мезозойские дайковые тела и малые интрузии щелочноземельных, субщелочных и щелочных пород калиевого ряда. Глубинная структура района, как и Стрельцовского рудного блока, отражается в физических полях региональным минимумом силы тяжести.

На территории горста выявлено более 400 рудозонных тектонических зон, различных по протяженности, ориентировке, времени заложения, соотношению слагающих их структурных элементов и в совокупности образующих систему сложного гигантского штокверка. Характерные черты разломов — наследование плана деформаций и телескопирование разновременных тектонитов в пределах одних и тех же зон древнего заложения, наряду с возникновением в эпоху активизации новых разрывных нарушений, имеющих иной план деформаций.

Древние разломы, заложенные еще до развития ультраметаморфических процессов, сложены зонами будинажа, жилообразными телами пегматитов, анатектоидных и метасоматических гранитов, метаморфизованными дайками (ортогнейсами), телами постгранитизационных кварцполевошпатовых метасоматитов. Главные шовные зоны имеют протяженность несколько километров, мощность 100—200 м. Мезозойские элементы древних разломов и нарушения мезозойского заложения представлены субпараллельными зонами катаклаза, дробления и брекчирования, к которым приурочены предрудные метасоматиты, кварцевые и кварц-баритовые жилы, разнообразная прожилковая минерализация [1, 4]. Наиболее широко и повсеместно в зонах развиты предрудные пирит-карбонат-калишпатовые нечетко зональные метасоматиты, вне контуров которых урановое оруденение практически не наблюдается. В активизированных

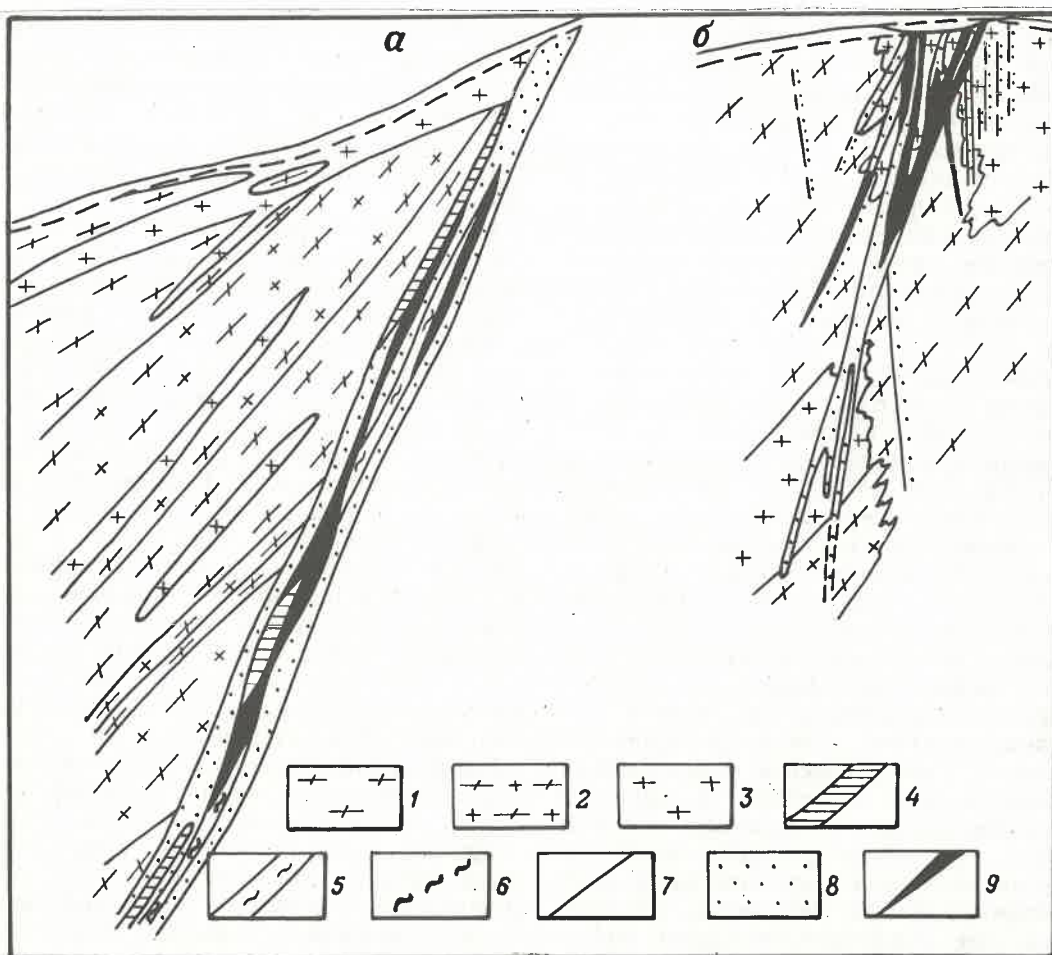


Рис. 3. Разрезы рудоносных зон Эльконского горста:

a — главные стержневые зоны долгоживущих разломов; *b* — зоны мезозойского заложения; 1 — плагиогнейсы; 2 — гранитизированные гнейсы и мигматиты;

3 — граниты; 4 — ортогнейсы; 5 — бластомилониты по ортогнейсам; 6 — швы бластомилонитов; 7 — разрывные нарушения; 8 — пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты; 9 — рудные тела

древних разломах они формируют одно или несколько субпараллельных плитообразных метасоматических тел суммарной мощностью до 15—20 м, часто весьма выдержанных по простиранию и падению (рис. 3, *a*). В мезозойских структурах метасоматиты прослеживаются в виде протяженных уплощенных кулисообразно расположенных тел небольшой мощности, локализованных, как правило, в боковых частях структур (см. рис. 3, *b*).

Постметасоматический рудообразующий процесс на месторождениях Центрального Алдана многостадийен. Руды формировались путем выполнения открытых полостей и представляют собой преимущественно сложные разнообломочные брекчии. Важнейшая особенность урановых руд этого района — их вещественный состав: практически единственным первичным урановым минералом здесь является ердиевтературная собственно урановая разновидность титаната урана

— браннерит, выделения которого концентрируются вдоль сорванных контактов тектонических зон, развиваясь в цементе брекчий или слагая непротяженные прожилки. Под воздействием позднего внутрижильного метасоматоза и гипергенных процессов браннерит по всему вскрытому на глубину полотно рудоносных зон претерпел глубокие преобразования, сопровождавшиеся возникновением сложных и разнообразных продуктов его разрушения и замещения [6].

Рудные тела в зонах разломов имеют форму уплощенных протяженных линз; в плоскости зоны характеризуются сложной конфигурацией — от изометричной до столбообразной. Оруденение отличается высокой выдержанностью состава: местами оно прослежено на глубину более 1,5 км без какой-либо тенденции к смене минеральных ассоциаций.

Постоянный спутник урана в рудах алданских месторождений — золото, свя-

занное с пиритом и карбонатом прерудных метасоматитов. Содержание его в урановых рудах колеблется в широких пределах, в среднем составляя 0,5—2 г/т. Кроме золота, урану всегда сопутствуют серебро, мышьяк и таллий, концентрирующиеся в сульфидах метасоматитов. В отдельных рудоносных зонах отмечается молибденовое оруденение, представленное тонкодисперсным молибденитом, тесно ассоциирующим с урановой минерализацией.

Приведенные данные показывают, что урановые месторождения Стрельцовского и Центрально-Алданского районов, формировавшиеся практически одновременно (135—130 млн лет назад), на конечных стадиях мезозойской активизации, являлись заключительным звеном взаимосвязанных тектоно-магматических и гидротермально-метасоматических процессов. Эти процессы проявлялись на различных этапах геологической истории региона и вели к направленной миграции и концентрации рудообразующих элементов.

Представляется возможным выделить несколько типов процессов, определивших в совокупности масштабы и характер рудообразования. К первому из них, общему для обоих районов, относятся доактивизационные тектонические и ультраметаморфические процессы, имевшие важнейшее рудоподготовительное значение. С наибольшей интенсивностью они проявились в блоках ранней консолидации и длительного воздымания. В подобных блоках, испытавших многократные тектонические деформации, широко развиты продукты полихронной гранитизации и кремне-калиевого метасоматоза, содержащие повышенные концентрации молибдена, радиоактивных и редких элементов, характеризующихся резко неравномерным распределением, и рассеянную уран-ториевую минерализацию. Накопление огромных масс полезных компонентов определило наличие потенциальных источников рудного вещества в конкретном геологическом пространстве.

Исключительное значение для последующего уранового рудообразования имели также процессы тектоно-магматической активизации, интенсивно проявившиеся в радиогеохимически специализированных гранитизированных блоках региона. При всем разнообразии этих процессов общим для них является широкое развитие многофазного дифференцированного вулканизма и интрузивного магматизма существенно калиевой направленности с преобладанием на ранних и заключительных стадиях основных пород глубинной, возможно, мантийной природы. Магмати-

ческие породы различного состава и формационной принадлежности во многих случаях характеризуются повышенными содержаниями радиоактивных элементов, что особенно контрастно проявлено в породах липаритовой серии Стрельцовского района.

Урановому рудообразованию непосредственно предшествовали подновление долгоживущих разломов с малоамплитудными подвижками и широкое развитие в зонах разломов продуктов эпитепмального щелочного (калиевого) метасоматоза, представленных в Стрельцовском районе преимущественно аргиллизитами, а на Алдане — пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами. Собственно рудообразование происходило при взаимодействии восходящих термальных (180—220 °C) карбонатных или сульфидно-карбонатных растворов с радиогеохимически специализированными вмещающими породами. Наиболее интенсивно эти процессы протекали в зонах влияния упомянутых глубинных разломов, являющихся областями устойчивых во времени флюидопотоков и тепломассопереноса [5]; в интервалах глубин, характеризующихся максимальным развитием мелкой трещиноватости и объемного микрокатаклаза, которые способствовали дегазации рудоносных растворов и контрастному осаждению рудного вещества. Концентрированному рудоотложению могло способствовать наличие экранирующей покрывки. На месторождениях Стрельцовского района оруденение преимущественно располагается под покровом мезозойских вулканогенно-осадочных отложений (см. рис. 2, а, б), хотя часто переходит и в вулканогенно-осадочную толщу (см. рис. 2, в, г). На Алдане экраном могли служить кембрийские карбонатные породы платформенного чехла. На большей части Эльконского горста платформенные отложения в настоящее время полностью эродированы, но там, где они сохранились, в единичных случаях отмечалось проникновение в них прожилковой рудной минерализации.

Охарактеризованные урановые месторождения юго-восточной части Сибирской платформы, не имеющие зарубежных аналогов, выделяются уникальностью масштабов проявления многостадийного рудного процесса и представляют собой типичные средне-, низкотемпературные гидротермальные образования средних и малых глубин. При всех различиях этих месторождений, определяющихся конкретными условиями локализации оруденения на этапе рудообразования, для них выявляется общность существа дли-

тельно протекавших рудоподготовительных процессов, создававших благоприятные предпосылки для формирования руд. Очевидно, что эти предпосылки, без реализации которых возникновение крупных объектов представляется маловероятным, могут быть использованы при оценке перспектив рудоносности конкретных районов в различных геотектонических обстановках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бывших Ю. И., Мигута А. К. К истории формирования долгоживущих разломов центральных частей Алданского и Украинского щитов // Бюл. МОИП. 1976. № 2. С. 95—105.
2. Ищукова Л. П. Геологическое строение Южного Приаргуны в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 102—118.
3. Ищукова Л. П., Модников И. С., Сычев И. В. Урановые рудообразующие системы областей континентального вулканизма // Геология рудных месторождений. 1991. № 3. С. 16—25.
4. Мигута А. К. Урано-титановые рудные формации // Сов. геология. 1976. № 12. С. 23—36.
5. Модников И. С., Сычев И. В. Урановое рудообразование в областях континентального вулканизма // Сов. геология. 1987. № 9. С. 44—52.

УДК 553.541.041

© А. А. Фролов, 1993

Кольцевые карбонатитовые комплексы, металлогения и критерии прогноза их рудоносности

А. А. ФРОЛОВ

Кольцевые массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (УЩК) являются локализаторами многих видов рудных и неметаллических полезных ископаемых. Они представляют собой уникальные объекты геологических исследований, разведок и эксплуатационных работ [1—3, 5, 8, 13—20]. Геотектоническая позиция рудоносных массивов формации УЩК определяется материковыми рифтовыми и рифтоподобными зонами растяжения устойчивых областей земной коры, унаследовавшими пространственное положение древних геосинклинальных трогов и глубинных разломов. Эти массивы известны на всех континентах земного шара; большинство их концентрируется в 30 провинциях на Африканской, Восточно-Европейской, Сибирской, Индийской, Северо- и Южно-Американской платформах, где они сосредоточены главным образом на участках стыка разнонаправленных рифтов, их расщепления и пересечения поперечными разломами (рис. 1). При этом в ходе развития земной коры отмечается последовательное смещение максимума щелочно-ультраосновного магматизма от краев платформы и их консолидированных складчатых обрамлений в сквозьструктурные рифтовые зоны [11, 15, 17].

В геологической истории земной коры первые проявления УЩК относятся к раннему протерозою. Масштабы их развития нарастали в течение последующих эпох. По мере консолидации коры и увеличения ее мощности (в зонах материковых рифтовых структур в пределах платформ, обрамляющих областях завершённой складчатости и срединных массивах) возникли

условия для подъема мантийной магмы и ее дифференциации. Максимум проявления щелочно-ультраосновного магматизма приходится на рифей и мезозой. Она была сопряжена с заложением и активизацией сквозьструктурных преимущественно субмеридиональных рифтовых поясов — Восточно-Африканского, Сан-Франциску, Таймыро-Ангарского и др. Формирование массивов охватывало значительный промежуток времени — десятки миллионов лет, а в отдельных случаях и более. Общая длительность щелочно-ультраосновного магматизма в пределах отдельных провинций нередко растянута во времени до 150—200 млн лет, как в Фенноскандии и Восточно-Африканском поясе [6, 10].

Формация УЩК представлена вулканическими и вулканоплутоническими, обычно многофазными массивами центрального типа, большинство из которых обладают зонально-кольцевым или концентрическим строением. Очертания их в плане округлые, овальные, иногда линзовидной или неправильной формы. Площадь массивов составляет от нескольких сотен квадратных метров до 60 км² (чаще всего 5—35 км²); исключением служит Гулинский плутон в Маймеча-Котуйской провинции (1500 км²).

Массивы прорывают и метаморфизуют различные по составу породы кристаллического фундамента и чехла платформенных областей (гнейсы, гранитоиды, карбонатные и терригенные осадочные отложения, лавовые толщи и пластовые интрузии преимущественно основного состава). При этом, как правило, они сохраняют

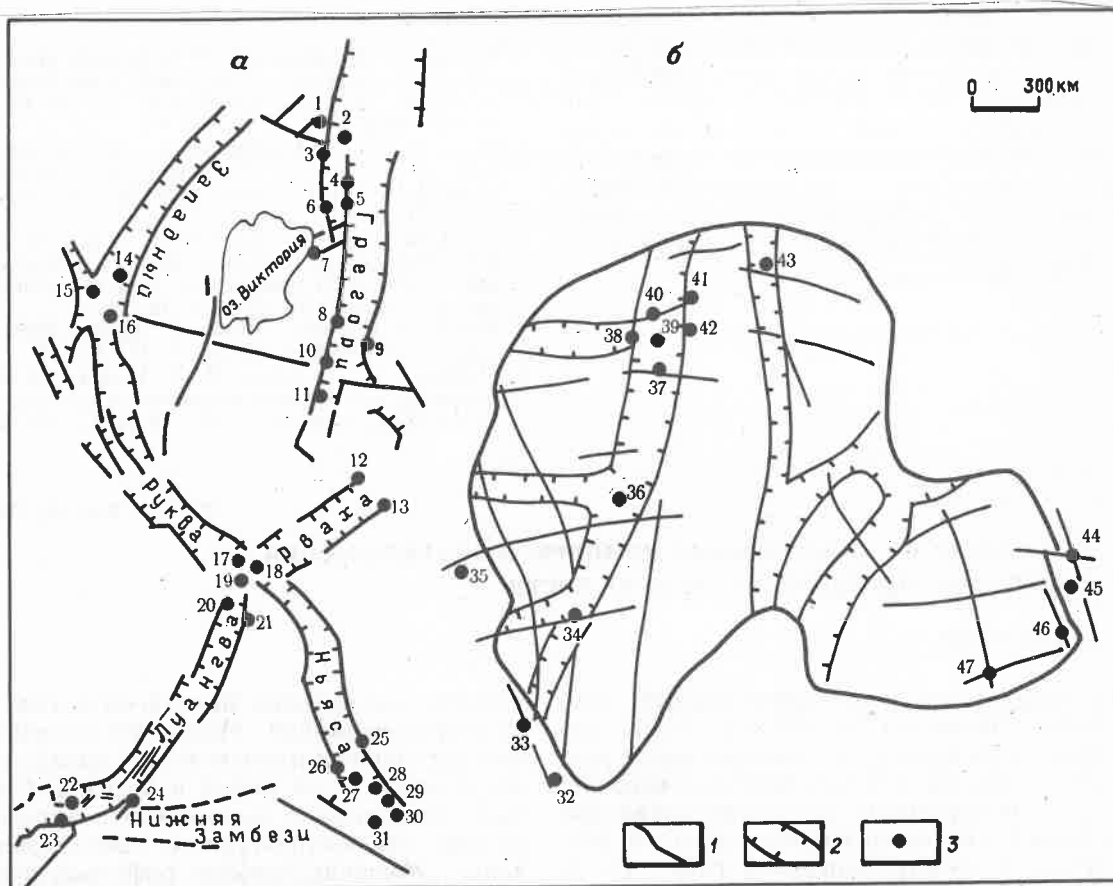


Рис. 1. Размещение массивов УЭК в Восточной Африке (а) и на Сибирской платформе (б):

1 — разломы; 2 — рифты; 3 — массивы (1 — Тороро, 2 — Морото, 3 — Напак, 4 — Кадам, 5 — Секулуло, 6 — Сукулу, 7 — Рури, 8 — Мосоник, Керимази, 9 — Бурко, 10 — Ессимингор, 11 — Хананг и Балангида, 12 — Вигу, 13 — Лихомберо, 14 — Бингу, 15 — Луеши, 16 — Кавези, 17 — Рангве, 18 — Мбея, 19 — Иломба, 20 — Нкумба, 21 — Мувула, 22 — Мквизи, 23 — Кешия, 24 — Руфунза, 25 — Маломбе, 26 —

Канганкунде, 27 — Каломбо, 28 — Чилва, 29 — Тундулу, 30 — Сонгве, 31 — Намангали, 32 — Жидойский, 33 — Белозиминский (Нижнесаянский), Среднезиминский (Верхнесаянский), Большетагинский, 34 — Чадобецкий (Чуктуковский, Центральный), 35 — Кийский (Енисейский), 36 — Чадский, 37 — Ессей, 38 — Чангит, Атырдык, Романиха, Одихинча, Кугда, 39 — Бор-Урях, 40 — Гули, 41 — Немакит, 42 — Маган, Ыраас, 43 — Томтор, 44 — Поворотный, Гек, Воин, 45 — Горноозерский, Хамна, 46 — Ингили, 47 — Арбарастах)

основные черты своего строения и состава в однотипных структурах.

Внутреннее строение массивов определяется количеством, морфологией и особенностями взаимного размещения последовательно сформированных магматических дифференциатов и продуктов их метасоматического преобразования. Главный ряд магматитов при наиболее полном развитии включает следующие петрографические серии горных пород (в последовательности формирования): оливиниты, пироксениты (перидотиты); турьяиты, ункомпагриты и другие существенно меллитовые образования; якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и уртиты; щелочные и нефелиновые сенииты; форстерит-апатит-магнетит-кальцитовые породы (синонимы — фоскориты, камафориты и «железорудный комплекс»); карбонатиты (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и си-

деритовые) [3, 4, 15]. Карбонатиты представляют собой существенно карбонатные эндогенные породы, возникшие в результате длительного процесса формирования в широком интервале температур и характеризующиеся определенными минералогическими особенностями. Ранние карбонатиты (I и II стадий), существенно кальцитовые, формируются в диапазоне температур от 630 до 420 °C; поздние (III и IV стадий), сложенные доломит-кальцитовыми, доломитовыми, доломит-анкеритовыми и сидеритовыми разностями — от 420 до 190 °C [12, 19].

Во многих массивах проявлены кольцевые, конические и радиальные дайки пикритовых порфиритов, альнеитов, авгититов, нефелинитов, тингуаитов, ийолит-мельтейтит-порфиров. Большинство из них имеют докарбонатитовый возраст.

При большом разнообразии структурно-

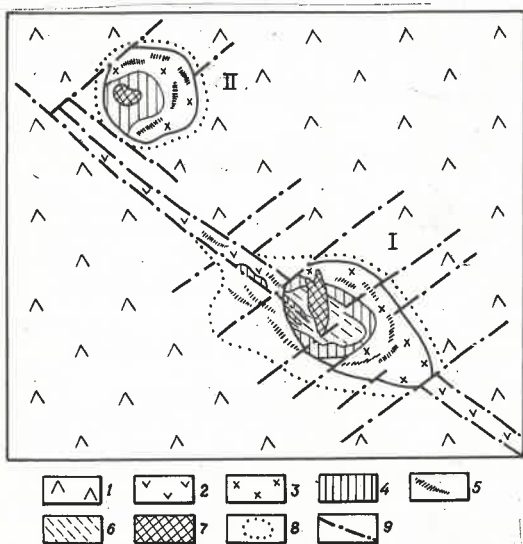


Рис. 2. Особенности формы и строения Белозиминского (I) и Большетагинского (II) массивов Белозиминского района, Восточный Саян:

1 — протерозойские осадочно-метаморфические породы; 2 — габбро-диабазы; 3 — комплекс ультраосновных — щелочных пород; карбонатиты: 4 — крупнозернистые авгит-форстерит-кальцитовые с апатитом (I стадия), 5 — пегматоидные диопсид- и форстерит-кальцитовые с пироксеном, гатчеттолитом, апатитом, магнетитом (II стадия), 6 — мелкозернистые амфибол-кальцитовые с пироксеном, апатитом (III стадия), 7 — анкеритовые и кальцит-доломитовые с паризитом, монацитом, колумбитом, флюоритом, галенитом, сфалеритом; 8 — ореол фенитизации вмещающих пород; 9 — разрывные нарушения

морфологических типов массивов УЩК в целом отмечается переход с глубиной вулканических аппаратов в штокообразные и затем, по-видимому, в трещинные тела. Проявления карбонатитов ранних стадий приурочены в основном к периферии массивов ультраосновных — щелочных пород, а поздние локализуются преимущественно в их центральных частях, формируя рудные поля и месторождения с центростремительной схемой горизонтальной зональности оруденения (рис. 2).

Большинство современных выходов массивов соответствуют поверхностному (приповерхностному), малому, среднему и глубокому уровням формирования относительно земной палеоповерхности. сопоставление их показывает, что от верхних частей массивов к глубинным постепенно исчезают вулканические и гипабиссальные фации пород, свиты даек сменяются единичными трещинными телами, появляются пегматиты щелочных пород, возрастает роль ультраосновных серий относительно щелочных пород и карбонатитов, изменяется концентрически-кольцевая форма тел и осложняется общий контур массива с тенденцией к линейной вы-

тянутости. Таким образом, вертикальная зональность в строении массивов выражается в закономерной смене с глубиной вулканических и субвулканических образований (фонолитов, нефелинитов) нефелиновыми, канкринитовыми и щелочными сиенитами и ийолит-мельтейгитами, которые на умеренных глубинах становятся преобладающими; в некоторых комплексах существенное значение приобретают и ультрабазиты, однако наиболее широко они распространены на глубоких уровнях становления массивов. Одновременно снижается роль карбонатитов [15].

Помимо в различной степени эродированных комплексов УЩК, отмечаются массивы, не вскрытые эрозией, которые прогнозируются глубинными геофизическими методами на тех участках зон разломов, где фиксируются концентрация жильных проявлений анкерит-доломитовых карбонатитов, даек и трубок щелочных (сиенит-порфиры) и ультраосновных (пикритовые порфиры, дамкьерниты, альеиты и их брекчии) пород, а также широкое развитие окварцевания, альбитизации, флюоритизации и карбонатизации во вмещающих породах кровли интрузивов [15].

Объемная металлогеническая специфика массивов УЩК заключается в том, что в «контурах» единой магматической формация, как ни в какой другой, оказались объединенными ультраосновные, щелочные и карбонатные породы. Такое разнообразие петрографических серий пород соответственно определило и многообразие минеральных типов месторождений, объединенных в ряд рудных формаций (таблица) [7, 9]. Промышленное значение

имеют многие месторождения полезных ископаемых, связанных с карбонатитами и в меньшей мере с ассоциирующими с ними ультраосновными и щелочными породами. Горными предприятиями в 1988 г. было добыто руд, т: фосфатов (апатита — 9 900 000), ниобия (пироксена — 23 635), редких земель (бастнезита, монацита — 40 470), циркония (бадделейта — 18 534), железа (магнетита — 7 600 000), меди (халькопирита, борнита) — 107 927, титана (анатаза, перовскита) — 500 000, флюорита — 45 000, флогопита — 35 000, вермикулита — 245 000, благородных металлов — 18, урана (U_3O_8) — 87 [20]. Карбонатиты обладают огромным промышленным потенциалом комплексного сырья, и в ряде стран мира продолжается разведка и освоение этих уникальных по набору полезных ископаемых и масштабам месторождений: Маунт-Вельд (Австралия), Мабуни (Габон), Белозиминское, Большетагинское и Томтор (РФ), Ипа-

Классификация эндогенных месторождений, связанных с формацией УЩК

Рудоносная геологическая формация	Рудная формация	Минеральный тип месторождений	Рудоносные породы	Морфология рудных тел и тип руд	Содержание основных полезных компонентов, %	Запасы руды, т	Месторождения (рудноносные массивы)
Ультрамафитовая	Фосфорно-железо-титановая	Перовскит-титаномagnetитовый	Пироксениты, оливиниты, иногда мельтейгиты и ийолиты	Пластообразные и неправильной формы тела, залежи сплошных и вкрапленных руд	TiO_2 8—20, в среднем 9—10; Fe 10—30, в среднем 15—18	Сотни миллионов	Паудерхорн (США), Якупиранга (Бразилия), Африканда (РФ)
		Апатит-перовскит-титаномagnetитовый					
	Фосфорно-флогопитовая	Флогопитовый Апатит-флогопитовый	Метасоматически измененные ультрейгиты, мельтейгиты, ийолиты	Неправильной формы залежи	Флогопит 200—500 кг/м ³ , P_2O_5 3—8	Сотни тысяч и миллионы	Ковдор, Гули, Оди-хинча (РФ), Палабора (ЮАР)
Щелочная	Фосфорная	Апатитовый	Фениты, ийолиты		P_2O_5 5—22, в среднем 8—10	Сотни миллионов	Маган (РФ)
	Фосфорно-ниобиевая	Апатитовый	Сиениты, микроклины	Дуговидные в плане залежи вкрапленных руд		Десятки миллионов	Большетаттинское (РФ)
		Апатит-пироклоровый					
Камафоритовая	Фосфорно-железная	Магнетитовый	Камафориты (кальцит-магнетит-фторстерит-флогопитовые породы)	Штоки, цилиндрические, конические и неполощковые тела сплошных и вкрапленных руд	Fe 20—70, в среднем 30—40; P_2O_5 5—25, в среднем 10—12	Десятки и сотни миллионов	Ковдор, Арбарастах, Вуори-Ярви (РФ), Палабора (ЮАР), Букусу (Нганда)
		Апатит-магнетитовый					
		Флогопит-апатит-магнетитовый					
Карбонатная	Фосфорно-танталовая	Пироклоровый	Кальцитовые карбонаты, альбититы	Штокообразные, кольцевые и линейные жильные тела вкрапленных руд	Nb_2O_5 0,1—0,5 (в рудных столбах до 1—1,5, в коре выветривания от 0,5—2,5 до 4,5), Ta_2O_5 0,1—0,3, P_2O_5 3—5	Десятки и сотни миллионов	Белозиминское (РФ), Тапира, Арашса (Бразилия), Ока (Канада)
		Гатчеттолитовый					
		Пироклор-гатчеттолитовый					
		Апатит-пироклоровый (гатчеттолитовый)					
		Апатит-магнетит-пироклоровый					
		Апатитовый					

Поликом- понентная (TR, Nb, Cu, Pb, Zn, Fe, Sr, Ba, Th, CaF ₂)	Паризит-бастнезитовый Монацитовый, колумбит-баст- незитовый (паризитовый), флюоритовый, борнит-халько- пиритовый	Анкеритовые, доло- митовые и сидерито- вые карбонаты	Штокообразные, непол- нокольцевые и линейные жильные и штокер- ковые тела вкрапленных и прожилково-вкраплен- ных руд	TR ₂ O ₃ 0,5 — до 20	Десятки и первые сотни миллионов	Маунтин-Пасс (США), Канганкунде (Малави), Белозим- ское (РФ)
				Nb ₂ O ₅ 0,1—0,2	Десятки тысяч	
				Pb + Zn 0,5—3	Не установлены	
				CaF ₂ 10—80, в среднем 20—35	Десятки миллионов	
				Cu 0,2—2, в сред- нем 0,5—0,6	Сотни миллионов	
Галенит-сфалеритовый	Гематитовый	Сидеритовый	Барит-стронциани- товый	Fe 20—50	Десятки миллионов	Фен (Норвегия)
				Барит	Миллионы и десят- ки миллионов	Саланлатви (РФ), Канганкунде (Ма- лави)

нема, Анитаполис, Каталао (Бразилия), Сокли (Финляндия), Мартисон-Лейк, Сент-Оноре (Канада) и др.

Закономерное размещение в массивах УЩК магматических и постмагматических образований обусловило вертикальную зональность связанной с ними рудной минерализации. По характеру зональность прямая и в неосложненном виде проявлена по следующей схеме (снизу вверх). Магматические перовскит-титаномагнетитовые месторождения в ультрабазитах (Паудерхорн, США; Африканда, РФ) сменяются флогопитоносными метасоматитами и апатит-магнетитовыми образованиями (Ковдор, РФ; Букусу, Уганда). Еще выше возрастают разнообразие пород и типов минерализации. Появляются апатит-гатчеттолитовые и апатит-пирохлоровые комплексные руды в альбититах и карбонатитах (Белозимское, Среднезиминское, РФ). На более высоких уровнях основная роль принадлежит паризит-бастнезитовым (монацитовым), флюоритовым, гематитовым и барит-стронцианитовым месторождениям, локализованным, как правило, в карбонатитовых штоках (Маунтин-Пасс, США; Канганкунде, Малави). Над последними в породах кровли залегают полевошпат-карбонатные жилы или альбитизированные, карбонатизированные и окварцованные зоны дробления вмещающих пород рамы с ксенотим-торитовым и колумбит-пирохлоровым оруденением (Ярма, Хамна, РФ).

Общий вертикальный размах локализации рудного комплекса составляет не менее 8—10 км, а его отдельных минеральных типов — от 1—2 км для верхних частей рудоносных массивов до 3—5 км для средних и нижних. При этом из факторов, влияющих на глубинность оруденения, существенное значение имеют степень дифференциации родоначальной магмы, масштабы замещения и регенерации магматических месторождений гидротермальными растворами, глубина эрозии рудоносных массивов и структурная обстановка их формирования в верхнем ярусе земной коры, определяющей морфологический тип месторождений [15].

Среди рудных элементов, образующих существенные концентрации в массивах УЩК, можно выделить две группы: Ti, Fe, P, Nb, Ta, TR, Zr, Sc, Sr, Ba и Th, U, Cu, Pb, Zn, Mo. Обогащенность массивов элементами первой группы обусловлена их высоким содержанием в подкоровом субстрате, а также связана с механизмом концентрации рудных элементов в продуктах селективного плавления этого субстрата. Элементы второй группы менее характерны и имеют, вероят-

нее всего, смешанный мантийно-коровый источник: их концентрация в магме не обходилась без экстракции из пород гранитного слоя на пути проникновения родоначального расплава в верхние горизонты земной коры. В отличие от второй рудные элементы первой группы определяют металлогеническую специализацию и потенциальную рудоносность формации массивов УЩК. Статистические данные показывают, что встречаемость их месторождений в массивах рассматриваемого типа не опускается ниже 10 %, а для фосфора и ниобия она составляет 25—30 %, т. е. месторождения последних выявлены в каждом третьем—четвертом массиве.

В ходе дифференциации магмы щелочные расплавы все более обогащаются редкими металлами. Несмотря на общность геохимической специализации каждая из провинций имеет свои особенности характера и масштабов оруденения, что определяется интенсивностью рудообразующих процессов, в значительной мере зависящих от степени дифференциации магмы. Высокий градиент дифференциации*, характерный для Сетте-Дабанской и Восточно-Саянской провинций, свидетельствует о наиболее полном проявлении в массивах процессов разделения родоначального расплава, автометасоматоза и постмагматической минерализации. Этим объясняются существенные концентрации в них пироклора, гатчеттолита, паризита, монацита, сфалерита, галенита, флюорита. При этом наиболее продуктивные рудные столбы обнаружены там, где отмечаются пространственное совмещение нескольких рудоносных стадий, сочленение и пересечение рудоконтролирующих трещин, а также в центральных частях крупных жильобразных тел [15].

При прогнозировании, поисках и оценке типа и масштабов оруденения важное значение принадлежит расшифровке магнитных и радиоактивных аномалий, позволяющих оконтурить площади развития апатит-магнетитовых, апатит-пироклоровых, апатит-гатчеттолитовых и паризит-монацитовых руд. Привлечение геофизических, геохимических, петрографических критериев рудоносности на основе геологоструктурных обеспечивает повышение эффективности геологоразведочных работ. Первый опыт в этом отношении осуществлялся с применением математических методов распознавания образов

[16] и главных компонент (С. М. Кравченко, 1985).

Итак, массивы центрального типа УЩК начиная с протерозоя широко развиты в материковых структурах растяжения на платформах, в меньшей мере в обрамляющих их областях завершённой складчатости и срединных массивах подвижных поясов. Нарастание процесса деструкции земной коры, особенно в рифтовый период мезокайнозоя, определило преимущественно вулканоплутонический характер магматизма и формирование сложных штокообразных построек с преимущественно округлой и овальной формой горизонтального сечения площадью до 50 км², редко более.

Высокая степень дифференциации родоначальной подкоровой магмы и многофазность ее внедрения с образованием комплексов ультраосновных, щелочных и карбонатных пород в единых кольцевых структурах обусловили своеобразие строения и металлогенического профиля.

Локализованная в пределах массивов УЩК продуктивная минерализация формирует крупные промышленные месторождения десяти видов минерального сырья — ниобия, редких земель, циркония, фосфора, железа, титана, меди, флюорита, флогопита (вермикулита), барита.

Форма и размеры месторождений и рудных тел тесно связаны с рудовмещающими магматическими комплексами, особенностями их зонально-кольцевой структуры и последующей тектонической переработкой. Весьма значительная глубина источника оруденения и большая температурная ступень минералообразования при повышенной структурной открытости долговживших кольцевых систем, определяющей сдвиг условий гипабиссальности на глубину, обеспечивают значительный вертикальный диапазон оруденения, нижний уровень которого, вероятно, может достигать 8—10 км. В этой связи представляется весьма актуальной в практическом и научном отношениях проблема прогноза, поиска и оценки оруденения в кольцевых системах с постановкой глубинного бурения в наиболее перспективных из них. Изучение и оценка рудоносности кольцевых систем — перспективное научное направление, разработка которого позволит существенно увеличить рудный потенциал России по апатиту, черным и редким металлам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

* Изменение содержания щелочных и феррических оксидов (ΣMgO , FeO , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O) при возрастании количества кислотных оксидов (ΣSiO_2 , Al_2O_3) на 1 %.

1. Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их геологической связи с массивами ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 5.

2. Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. — М.: Наука, 1973.
3. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения//Генезис эндогенных рудных месторождений. — М., 1968. С. 152—219.
4. Егоров Л. С. Йолит-карбонатитовый плутонизм. — М.: Недра, 1991.
5. Карбонатиты/Под ред. О. Таттла и Дж. Титтинса. — М.: Мир, 1969.
6. Кононова В. А. Якупирит-уртитовая серия щелочных пород. — М.: Наука, 1976.
7. Кравченко С. М., Багдасаров Ю. А. Геохимия, минералогия и генезис апатитовых массивов (Маймеча-Котуйская карбонатитовая провинция). — М.: Наука, 1987.
8. Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. — М.: Недра, 1974.
9. Лапин А. В., Плоско В. В. Формационно-морфологические типы и геолого-тектонические факторы формирования карбонатитов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 66.
10. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Науч. рук. А. А. Кухаренко. — Л.: Недра, 1971.
11. Невский В. А., Фролов А. А. Структуры рудных месторождений кольцевого типа. — М.: Недра, 1985.
12. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. — М.: Наука, 1972.
13. Терновой В. И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.
14. Файзуллин Р. М. Минерогения и прогноз месторождений апатита. — М.: Недра, 1991.
15. Фролов А. А. Рудная формация комплексных месторождений в карбонатитах//Принципы прогнозирования и оценка рудных месторождений. — М., 1977. С. 43—82.
16. Фролов А. А., Савинский И. Д., Вальков В. О. К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (на основе распознавания образов)//Сов. геология. 1974. № 10. С. 121—132.
17. Шейнманн Ю. М., Апелцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузивные комплексы и связанная с ними редкометалльная минерализация//Геология месторождений редких элементов. 1961. Вып. 12—13.
18. Эпштейн Е. М., Данильченко Н. А. Пространственно-генетическая модель рудоносного карбонатитового комплекса формации ультрамафитов, йолитов и карбонатитов//Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 3—16.
19. Heinrich E. The geology of carbonatites. — Chicago, 1966.
20. Notholt A. J. G., Highney D. E., Deans T. Economic minerals in carbonatites and associated alkaline igneous rocks. Transactions of the institution of mining and metallurgy. Vol. 99. P. 59—124, section B, may—august, 1990. London.

О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России

А. С. СТОЛЯРОВ

Концентрации марганца в геологических формациях, начиная с самых древнейших, имеют в основном осадочное происхождение. Однако источник Мп зачастую остается неясным. Достаточно бесспорной является группа гидротермально-осадочных месторождений, связанных с эвгеосинклиналями и областями тектоно-магматической активизации (рифтогенеза, тафрогенеза). Поступление Мп в воды морских бассейнов в пределах указанных геотектонических элементов из эндогенных источников подтверждается широким развитием в осадках продуктов вулканической деятельности. Вместе с тем, в ряде рудных провинций с развитием концентраций Мп в терригенно-кремнисто-карбонатных и терригенных песчано-глинистых формациях без достаточно определенных признаков проявления вулканогенных образований — источник Мп остается весьма проблематичным.

Это прежде всего относится к одной из крупнейших марганцеворудных провинций на юге бывшего СССР, где в Южно-Украинском и Западно-Грузинском рудных районах в отложениях P_3^1 были сосредоточены основные промышленные запасы этого сырья (>2 млрд т). В последнее время на севере России в отложениях S_3-P_1 определился еще один, едва ли не крупнейший в мире Пай-Хойско-Новоземельский марганцеворудный бассейн с общими ресурсами Мп в несколько десятков миллиардов тонн [7]. В указанной работе также была предпринята попытка идентифицировать условия марганцевого рудообразования в этих двух провинциях. Отметим, что сопоставление оказалось не вполне корректным в связи с тем, что авторы не имели достаточно четкого представления о палеогеографических особенностях марганценосного бассейна P_3 . В то же время в ВИМСе были выполнены региональные металлогенические исследования, охватившие весь морской бассейн Восточного Паратетиса (рис. 1, 2). Их результаты будут кратко изложены ниже с фрагментами сопоставления условий рудообразования в двух крупнейших марганценосных провинциях фанерозоя.

Уникальная по промышленной рудонности майкопская ($P_3-N_1^1$) глинистая формация мощностью до 4–5 км охватывает обширные пространства от Карпат и Болгарии на западе до Казахстана и Средней Азии на востоке, включая акватории Черного, Азовского и Каспийского морей. Помимо концентраций Мп в ней широко развиты ураново-редкометалльные месторождения, представленные грандиозными пластовыми скоплениями костного детрита рыб и сульфидов железа [13]. Мелководные и континентальные аналоги формации характеризуются проявлением оолитовых железных руд [17]. Стратиграфическое распределение рудных концентраций длительное время являлось дискуссионным. В настоящее время эта проблема решается следующим образом: P_3^1 — марганцевые месторождения Южной Украины, Западной Грузии, Мангышлака и Болгарии; ураново-редкометалльные проявления Волго-Дона и Закаспия; проявления железных руд в Северном Приаралье, 2) P_3^3 — основные ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Ергеней, железорудные месторождения Северного Приаралья, 3) N_1^1 — Лабинское марганцевое месторождение на Северном Кавказе, ураново-редкометалльные проявления Предкавказья.

Основные марганцевые и ураново-редкометалльные месторождения проявлены на различных стратиграфических уровнях, а железорудные — распространены по всему разрезу P_3 . Четко выделяются две крупные эпохи рудообразования: P_3^1 марганцеворудная и P_3^3 ураново-редкометалльная; кроме того, локальное развитие марганцеворудного процесса было проявлено в N_1^1 .

Фациально-палеогеографическая обстановка формирования майкопской формации вызывает острые дискуссии [11], в т. ч. применительно к условиям образования марганцевых месторождений [5, 11, 19]. Поэтому автором была предпринята попытка обобщения материалов для Восточного Паратетиса в целом, т. е. в пределах всей провинции развития марганцевых руд, основываясь на результа-

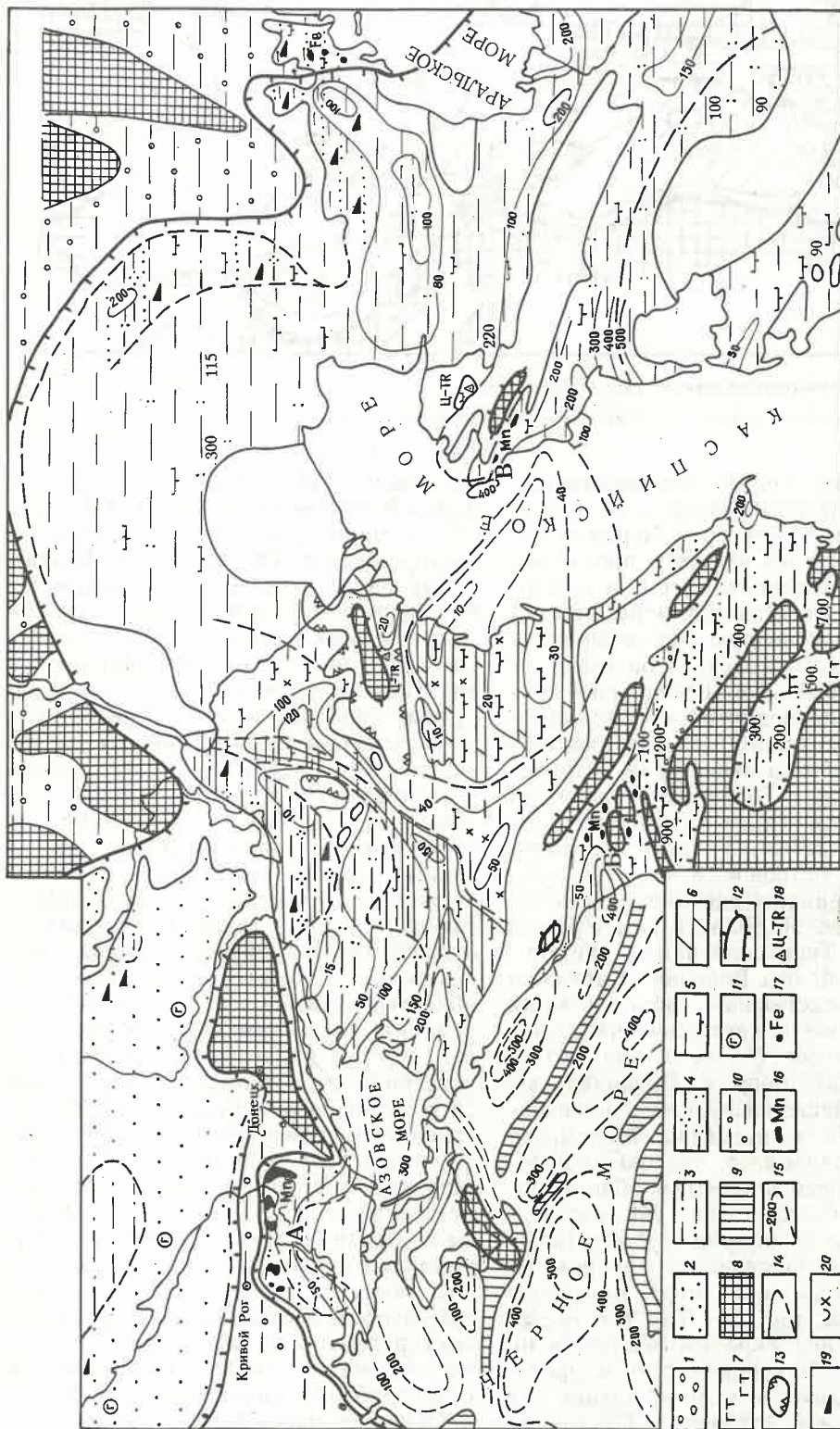


Рис. 1. Фациально-палеогеографическая карта Восточного Паратетиса Р. 3: морского бассейна; 14 — границы распространения отложений в современном срезе; породы: 1 — гравийно-галечные, 2 — пески, песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глины, 15 — изоплахиты, м. рудные концентрации и месторождения: 16 — Мп, 17 — Fe, 18 — песчаные, песчаные, 5 — глины, известковые глины, 6 — мергели, 7 — вулканические породы; области размыта: 8 — на суше, 9 — в акватории Черного моря, включения и повышенная битуминозность пород; 20 — рассеянные костные остатки и 10 — аккумулятивная равнина; 11 — включения глауконита; 12 — береговая линия; 13 — области отсутствия отложений данного возраста в акватории; 19 — углистые чешуя рыб; марганцеворудные районы: А — Южно-Украинский, Б — Западно-Грузинский, В — Мангышлакский; цифры — средняя мощность отложений для отдельных районов

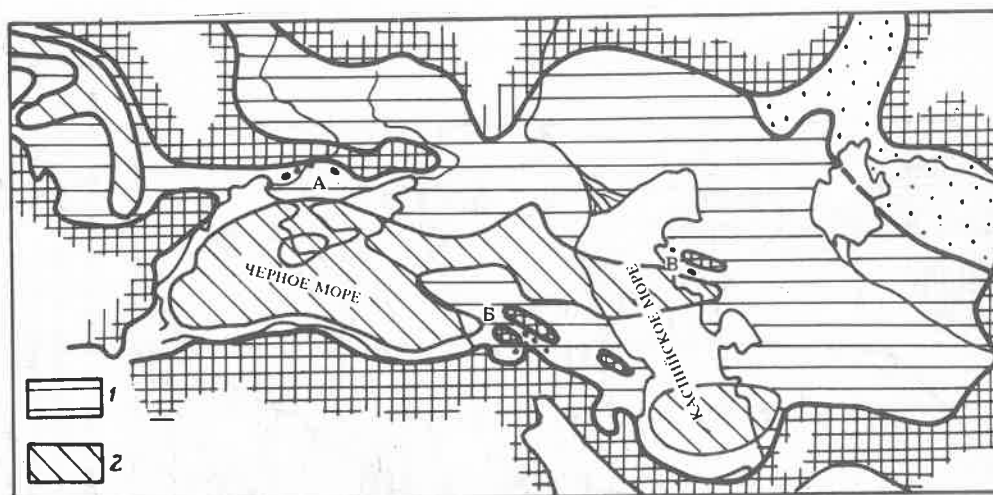


Рис. 2. Палеогеографическая схема Паратетиса:

1 — шельфовая область; 2 — глубоководные котловины; остальные усл. обозн. см. рис. 1

тах многолетних личных исследований и анализе литературных материалов, в т. ч. по акваториям Азовского и Черного морей [16]. Последние вместе с прогибами Предкавказья, Среднего Каспия и Южного Мангышлака составляли центральную, наиболее глубоководную (котловинную) часть майкопского морского бассейна. К северу от нее была проявлена протяженная система палеоподнятий, прослеживавшаяся от Украинского кристаллического массива и Донбасса через кряж Карпинского к структурам Горного Мангышлака. В палеогеографическом отношении этот линеймент представлял собой прерывистую систему островов и отмелей (банок), маркировавших внешнюю часть обширной шельфовой области юга Русской платформы и Туранской плиты (Устюрт, Приаралье). Область Большого Кавказа и Закавказья представляла собой сложный архипелаг островов, круто сочленявшийся с глубоководными (более 1 км) котловинами Черного моря и Предкавказья.

Анализ размещения рудных концентраций Мп и Fe в пределах Восточного Паратетиса показывает, что они приурочены к различным элементам общего палеогеографического плана: Мп целиком сосредоточен по периферии глубоководных котловин, а Fe проявлено в прибрежной зоне внутришельфового моря Северного Приаралья (см. рис. 2). Так все месторождения Южной Украины обращены на юг, в сторону Причерноморского прогиба, а Мангацкское месторождение — к Среднекаспийской котловине. Месторождения Западной Грузии локализованы в районе Грузинской глыбы — расчлененном островном сооружении, разграничивавшем мелководные моря-проливы За-

кавказья и глубоководные прогибы Черноморской котловины, на западной периферии которой расположено марганцевое месторождение Оброчиште в Болгарии.

Как видно, рудные образования Мп и Fe контролируются различными палеогеографическими элементами Восточного Паратетиса. При этом марганцевые руды практически лишены Fe [2], а в железорудных проявлениях Северного Приаралья содержится очень небольшое количество Мп — 0,1—0,5 % [17]. Данное обстоятельство свидетельствует в пользу того, что рудные концентрации этих элементов формировались за счет различных источников. Накопление Fe в прибрежной зоне мелководного (внутришельфового) моря, а также в аллювиальных отложениях приморской равнины с несомненностью указывает на привнос его из областей размыва железистых кор выветривания зеленокаменных пород Мугоджар [17]. При этом, поступления Мп в бассейн не происходило или он рассеивался до кларковых концентраций. Это представляет маловероятными предположения [2] о кратковременном выносе из кор выветривания огромных количеств Мп (и отделение его при этом от Fe) из весьма маловыразительных областей размыва в районах Украины, Грузии и Мангышлака. Это обстоятельство, а также палеогеографическое положение всех марганцевых месторождений по периферии глубоководных котловин — может свидетельствовать о внутривосстановном источнике Мп.

Одна из важнейших гидрологических особенностей глубоководных областей Восточного Паратетиса в Р₃ — сероводородное заражение вод (подобно современному Черному морю [14]), устанавливае-

мое на основании полного отсутствия в глинистых отложениях обогащенных пиритом признаков донной жизнедеятельности. Кислородная обстановка в придонных водах была проявлена лишь в верхней части склонов глубоководных котловин, а также в мелководных (внутришельфовых) морях. В сероводородных водах Mn способен накапливаться в растворенном состоянии, как это установлено для глубинных вод Черного моря [18].

Эпоха P_3 началась резким импульсом нисходящих тектонических движений амплитудой более 1 км, захвативших котловины Черного моря, Предкавказья и Среднего Каспия [9—11]. Важно подчеркнуть, что интенсивные опускания в котловинах практически не затронули жесткие блоки Украинского кристаллического массива и Грузинской глыбы, где в районах рудных полей отсутствуют самые нижние горизонты P_3 . Последующие тектонические воздымания вновь были проявлены лишь в мобильных зонах прогибов, что привело в конце P_3 к сглаживанию морфологии морского бассейна (относительному обмелению).

Грандиозная вспышка марганцевого рудообразования совпадает во времени с перегибом кривой тектонической направленности движений от опусканий к воздыманиям. Поднятие дна котловин сопровождалось ингрессией моря в периферических частях бассейна, отчетливо выраженной в марганцеворудных районах Украины и Грузии, где рудные образования часто залегают на более древних породах, включая кристаллический цоколь докембрия. Одновременность проявления процессов ингрессии и рудообразования может быть связана с подъемом глубинных сероводородных вод, обогащенных Mn, на шельфовые площадки, где на окислительном (кислородном) гидрогеохимическом барьере должно было происходить выпадение Mn в форме гидроокислов и дальнейшее осаждение тонкой рудной взвеси в различного рода ловушках (заливы, западины дна и др.) в сравнительно слабо гидродинамически активной области низкого прибрежья палеогеографических сооружений внешней части шельфа. На стадии диагенеза оксидный марганцеворудный осадок при наличии органического вещества мог восстанавливаться до карбонатов, а при его недостатке вероятно сохранение оксидных фаций руд (манганит и др.). С позиций подобной историко-геологической модели марганцевого рудообразования представляется возможность более определенно судить о близкоодновременном проявлении рудообразующих процессов в весьма удаленных

(на тысячи километров) друг от друга районах Восточного Паратетиса.

Раннеолигоценовая эпоха крупнейшего марганцевого рудообразования несомненно характеризовалась активным проявлением тектонических движений. Резкое проседание котловин по глубинным разломам могло сопровождаться поступлением в морские воды внутренних частей бассейна гидротермальных растворов, выносивших как сероводород, так и растворенный Mn. И несмотря на то, что отсутствуют прямые свидетельства проявления вулканических очагов в P_3^1 (да и в целом в майкопском) морском бассейне (за исключением районов Малого Кавказа), трудно допускать, что сероводородные воды на больших пространствах могли обогатиться Mn за счет его выноса из весьма слабо выраженных по площади областей сноса во внешней части шельфовой области.

Широкое распространение в рассматриваемом бассейне марганцевых руд обусловлено по Н. М. Страхову и др. [2]: 1) наличием больших площадей пород с повышенным содержанием Mn (2—10 кларков), 2) регионально выраженными поднятиями P_2^3 — P_3^1 , уничтожившими верхние кислые горизонты развитой к этому времени зрелой коры выветривания и обнажившие более низкие ее горизонты, находившиеся на щелочной стадии, 3) длительным удерживанием элювия на этой щелочной стадии, что было обусловлено продолжением поднятий на фоне похолодания климата. В удачном сочетании этих трех историко-геологических условий и заключается специфика раннеолигоценового времени [2].

Автор статьи видит иные причины широкого распространения в этом регионе марганцевых руд: благоприятное сочетание фациально-палеогеографических и историко-геологических факторов, заключающихся в резкой активизации тектонических движений по глубинным разломам, образование обширных глубоководных котловин, обогащение их сероводородом и растворенным Mn вероятнее всего за счет гидротермальных растворов, вынос сероводородных вод на этапе смены нисходящих движений восходящими в область «барьерных» сооружений внешней зоны шельфовой области (острова, полуострова), выпадение Mn из раствора на окислительном гидрогеохимическом барьере в пределах протяженного фронта контактирования сероводородных и кислородных вод бассейна, последующее осаждение взвеси гидроокислов марганца в благоприятных для аккумуляции ловушках типа заливов, западин в рельефе дна и др. В пользу подобного механизма рудообразо-

вания может свидетельствовать также большая протяженность рудной полосы в Южно-Украинском бассейне (около 250 км), что возможно лишь за счет внутрибассейнового (фронтального) поступления Мп к местам рудообразования.

Пай-Хойско-Новоземельский морской бассейн C_3 — P_1 , как уже отмечалось, характеризовался еще большими масштабами рудообразования. Длина его достигает 900 км, а мощность марганценосной толщи — 160 м, при суммарной мощности рудных пластов 20—72 м [7]. В позднем палеозое рудный район располагался на западе Южно-Карского остаточного океанического бассейна глубиной не менее 5 км. Его изоляция вызвала резкое сокращение циркуляции вод, появление в осадках пирита и исчезновение бентонской фауны в средней части континентального склона на глубинах 1,5—3,0 км. В качестве источника Мп предполагается область суши воздымавшихся орогенов Урала и урала, откуда Мп выносился вместе с обломочным материалом в зернах марганецсодержащих минералов. Предполагается, что огромная площадь водосборного бассейна, включавшая значительную часть Западно-Сибирской плиты и Урала, а также высокое содержание Мп в исходных породах обусловили огромные масштабы его позднепалеозойского накопления в Южно-Карском бассейне.

Разделение Fe и Мп происходило в основном не в зоне выветривания, а в бассейне седиментации [7]. В условиях сероводородного заражения Мп переходил в раствор и разносился по всему бассейну, а Fe, как геохимически менее подвижное, оставалось в составе накапливавшихся на юго-востоке бассейна мощных терригенных толщ. Марганцевое рудообразование происходило в средней части континентального склона океанического бассейна (на глубинах 1,5—3,0 км) гипсометрически ниже зоны отложения известняков и выше зоны накопления кремнистых пород при ничтожном привносе терригенного материала. На этом уровне располагалась геохимическая граница смены окислительных условий верхней части водной массы восстановительными, свойственными наиболее глубокой зоне. Здесь растворимые соединения Мп выпадали в осадок, образуя пласты карбонатных руд. При этом, масштабы марганцевого рудообразования ставятся в зависимость от восходящих течений, выносивших Мп из глубины, однако причины их проявления не рассматриваются.

Таким образом, для Пай-Хойско-Новоземельского марганцеворудного бассейна определяется следующее сочетание бла-

гоприятных факторов рудообразования: проявление в позднем палеозое Южно-Карской относительно изолированной глубоководной впадины — реликта Уральского палеоокеана с сероводородным заражением вод, привнос Мп из обрамлявших его областей питания (в основном с юго-востока), восстановительная среда, способствовавшая переходу большого количества Мп в раствор, выпадение Мп в осадок в виде карбонатов на границе восстановительной и окислительной сред при выносе в верхнюю часть водной массы. Наилучшие условия для рудообразования были проявлены на западном борту Южно-Карского бассейна, где при отсутствии привноса терригенного материала с запада скорость осадконакопления была минимальной.

Принципиальная модель марганцевого рудообразования в двух крупнейших провинциях фанерозоя может рассматриваться в целом как однотипная. В ее основе заключено неперемное условие первоначального обогащения растворенным Мп сероводородных вод в котловинах бассейна. При этом источник поступления Мп в морские воды не имеет решающего значения как с позиций рудообразования, так и с прогнозной точки зрения, и по сути дела пока остается гипотетическим. Различия в палеогеографической позиции оруденения определяются положением границы раздела кислородных и сероводородных вод, а также гидродинамическими особенностями, приводящими к подъему последних (апвеллинг). Так в бассейне P_3 рудообразование осуществлялось в мелководной обстановке по краям глубоководных котловин, а в позднепалеозойском — в средней части континентального склона на глубинах до 3 км. Таким образом, для определения условий локализации рудных концентраций необходимо проведение детального фациально-палеогеографического и историко-геологического анализа.

Вопросы прогноза генетических аналогов рассматриваемых марганцеворудных бассейнов, прежде всего, связаны с диагностикой древних водоемов, зараженных сероводородом. Н. М. Страховым [15] был установлен самый важный палеоэкологический признак таких водоемов, заключающийся в безжизненности относительно глубоководных отложений. Другим является присутствие фосфатизированных остатков рыб, в т. ч. ураново-редкометалльных месторождений, связанных с пластовыми концентрациями костного детрита рыб и сульфидов железа [1, 12, 13]. Палеоэкологические признаки были использованы для определения геохими-

ческих критериев проявления сероводородного заражения в водах древних водоемов [18]. Все это позволяет в настоящее время с той или иной степенью достоверности подходить к решению данной проблемы.

На территории России древние бассейны с сероводородным заражением развиты достаточно широко помимо охарактеризованных выше, на юго-востоке Русской платформы и в Предуралье (доманиковые отложения D) [15], на юге европейской России (кумская свита Р₂) и в Западной Сибири [6]. Анализ фациальных особенностей осадочных комплексов позволяет предполагать проявление сероводородного заражения в обширном бассейне Западной Сибири (Р₁), на западной периферии которого проявлена группа Североуральских марганцевых месторождений (Марсятское, Полуночное и др.), а также в глубоководном бассейне, приуроченном к Предуральскому краевому прогибу, в отложениях которого (Р₁) известно несколько марганцевых проявлений [4, 8]. По мнению автора, отложения (Р₁) западного склона Урала, формировавшиеся на продолжении Южно-Карского глубоководного бассейна с крупнейшими концентрациями Mn, могут заслуживать внимания с прогнозной точки зрения. Кроме того, интерес могут представлять также краевые фации сероводородного заражения в бассейнах (Р) на юго-востоке европейской части России (Волго-Донской регион).

Изложенные материалы по крупнейшим марганцевым бассейнам показывают, что сероводородные бассейны прошлого могут составить одно из перспективных направлений прогноза осадочных (гидротермально-осадочных) руд Mn в России. В последнее время такие бассейны привлекают все большее внимание [3], в т. ч. за рубежом, где на Австралийском континенте с меловым сероводородным бассейном связывается образование крупного марганцевого месторождения Грут Айлендт [20].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геккер Р. Ф., Мерклин Р. Л. Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1946. № 6. С. 22—52.
2. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса / Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренберг, В. В. Калинин и др. // Тр. ГИН АН СССР. 1968. Вып. 5.
3. Гурвич Е. М. Марганценонакопление и бассейны черносланцевой седиментации: Тез. докл. Межев. совещ. Актуальные проблемы образования, прогнозирования и поисков марганцевых руд, — С-Пб., 1992. С. 9—11.
4. Мизенс Г. А. Рудопроявление марганца в нижнепермских отложениях Среднего Урала // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 5. С. 155—156.
5. Мстиславский М. М. Существуют ли в природе «классические осадочные» месторождения марганца чнаурского типа? // Геология рудных месторождений. 1985. Т. 27. № 6. С. 3—16.
6. Нагорский М. П., Горюхин Е. Я., Кривенцов А. В. Марганценоность морского палеогена Томской области // Сов. геология. 1987. № 10. С. 66—69.
7. Платонов Е. Г., Пovyшева Л. Г., Устрицкий В. И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 76—89.
8. Рогов В. С., Галицкая Е. И. Нижнепермские марганцевые руды северо-восточного склона Пай-Хоя // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М., 1984. С. 177—183.
9. Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 5. С. 55—78.
10. Столяров А. С. К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов // Геотектоника. 1978. № 3. С. 137—141.
11. Столяров А. С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64—80.
12. Столяров А. С., Шарков А. А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 6. С. 20—33.
13. Столяров А. С., Ивлева Е. И., Рехарская В. М. Металлоносность ископаемых залежей костного детрита в майкопских отложениях // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 1. С. 61—71.
14. Страхов Н. М. К вопросу о причинах и времени сероводородного заражения Черного моря // Землеведение. 1932. Т. XXXIV. Вып. 1—2. С. 79—92.
15. Страхов Н. М. К литологии доманиковского горизонта Южного Урала // Тр. МГРИ. 1936. Т. 1. С. 58—90.
16. Тектоника Черноморской впадины / Д. А. Туголесов, А. С. Горшков, Л. Б. Мейснер и др. // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3—20.
17. Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья // Тр. ГИН АН СССР. 1959. Вып. 20.
18. Холодов В. Н., Недумов Р. И. О геохимических критериях проявления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74—82.
19. Штеренберг Л. Е. Осадочные или гидротермально-осадочные марганцевые месторождения чнаурского типа? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 137—140.
20. Frakes L. A., Bolton B. B. Origin of manganese giants: Sea-level change and anoxic-oxic history // Geology. 1984. Vol. 12. P. 83—86.

Формационно-генетическая систематика флюоритовых и флюоритоносных месторождений

А. В. КОПЛУС

Флюорит (плавиковый шпат) — практически единственный промышленный экономически важный минерал фтора. Его дефицитность определяет необходимость дальнейшего развития минерально-сырьевой базы плавикового шпата в России [5].

В природе флюорит встречается в самых разнообразных продуктах эндогенной и экзогенной деятельности. Ныне известно немало классификаций флюоритсодержащих видов оруденения — по минеральным типам, генетическим признакам, на формационной и других основах, составленных преимущественно для какого-либо конкретного региона. Разработка обобщенных классификаций продолжается как в нашей стране, так и за рубежом. И все же, вследствие существенных расхождений между одними классификационными схемами, неполноты и невыдержанности содержания других, обоснованная и удобная для целей прогноза и поисков общепринятая систематика месторождений руд с плавиковым шпатом пока отсутствует.

Опыт изучения Забайкалья, Приморья, Казахстана, Средней Азии, Западной Сибири и других регионов бывшего СССР, а также анализ зарубежных материалов по минерогенезу флюорита позволяют считать, что прогнозно-поисковому назначению в наилучшей мере отвечает формационно-генетическая систематика месторождений, учитывающая одновременно различия в их продуктивности на плавиковый шпат. При этом в качестве ведущей классификационной единицы принимается *формационно-генетический рудный тип*, под которым нами понимается сообщество единых по генетической принадлежности месторождений, характеризующихся общностью главных рудных элементов или минеральных ассоциаций, а также геологических факторов, определяющих их вполне закономерное размещение в земной коре и место в истории ее развития. За исключением своей «генетической» части эта формулировка тождественна определению рудной формации В. Т. Покалова [6]. При классификационных построениях все содержащие флюорит формационно-генетические типы оруденения по продуктивности на плавиковый шпат могут быть отнесены к трем группам. Первая собственно

плавикошпатовые месторождения, в рудах которых флюорит имеет значение единственного или главного полезного ископаемого; вторая — флюоритоносные месторождения, где плавиковый шпат представляет собой второстепенный компонент, который при отработке соответствующих рудных объектов служит (или может служить) продуктом попутного извлечения в дополнении к Ta, Nb, Be, Sb, Hg, TR и иным металлам, составляющим основную ценность руд. Наконец, в месторождениях и проявлениях третьей группы плавиковый шпат хотя и присутствует, но вследствие очень малого содержания (от долей процента до 2—3 %) практической роли не играет.

Промышленное плавикошпатовое оруденение представлено следующими основными пятью типами: флюоритовым гидротермальным (эпитермальным), редкометалльно-флюоритовым грейзеновым, редкоземельно-флюоритовым карбонатитовым, барит-флюоритовым глинисто-песчаным гидротермальным (вулканогенно), осадочным и глинисто-флюоритовым коры выветривания эндогенных скоплений флюорита. В этот перечень не вошли экзотические типы оруденения (монацит-кварц-флюоритовый, гематит-флюоритовый) и чрезвычайно редкие месторождения, которым приписывается инфильтрационный характер, хотя на самом деле их генезис остается дискуссионным, а практическое значение — весьма малым. То же самое относится к группе жил и залежей флюорита, предполагаемое формирование которых за счет перераспределения продуктов континентального выветривания, снесенных в водные бассейны [9], нуждается в дальнейшем обосновании. Не упоминаются, кроме того, флюоритоносные камерные гранитные пегматиты, редкие месторождения которых относятся к источникам кристаллосырья и могут представлять интерес только для получения природного оптического и коллекционного флюорита, но не руд плавикового шпата.

Месторождения флюоритового гидротермального (эпитермального) типа распространены во многих странах мира. Они известны в Новоземельско-Урало-Башкирской, Алтае-Саянской, Забайкальской, Приморской и других металлогенических провинциях Рос-

сии. Наиболее высокая интенсивность эпитермального флюоритового оруденения присуща провинциям, находящимся в сфере влияния линейных зон растяжения земной коры и обычно характеризующихся мантийно-коровым разуплотнением [3]. Месторождения и рудопроявления плавикового шпата формировались на протяжении главным образом фанерозоя с нарастанием общей интенсивности рудообразования от более древних эпох к молодым — герцинской и, особенно, мезозойско-кайнозойской, в обстановке субвулканической фации глубинности, физико-химической и структурной открытости минералообразующей системы.

По геодинамическим условиям возникновения месторождения относятся к рифтогенным. Они связаны с процессами тектоно-магматической активизации трансформных разломов, контролирующих и ослабляющих сводовые поднятия, авлакаены и рифтовые системы в областях консолидированной земной коры. Особо типично эпитермальное оруденение для вулканических поясов активных окраин континентов и рифтов, где основные проявления плавикового шпата концентрируются в зонах и узлах пересечения крупных разрывных структур, в обрамлении и внутренних прибортовых частях наложенных впадин, вулканических депрессий, вулкано-купольных и кальдерных построек, горстов и блоковых поднятий.

Как правило, эпитермальное флюоритовое оруденение является одним из наиболее поздних среди производных соответствующих металлогенических циклов, прямая генетическая связь его с магматическими формациями отсутствует. Предрудным по отношению к месторождениям флюорита обычно являются дифференциаты щелочно-базальтоидной магмы в виде субвулканической и вулканической фаций, обогащенных калием и фтором [4]. Однако флюоритоносность нередко свойственна также районам развития массивов лейкогранитной, субщелочногранитовой, щелочногранитовой и других интрузивных формаций или отмечается на площадях, где близкие по возрасту проявления плавикового шпата магматические породы не установлены. Подобные соотношения породили представления, согласно которым эпитермальные месторождения флюорита рассматриваются в одном случае, как производные флюидов глубинной (мантийной) расплавной системы, а в других — как продукты переотложения мобилизованного термальными экзогенными водами различного происхождения вещества земной коры.

Более адекватной условиям формирова-

ния флюоритовых руд представляется модель, когда при смешанном источнике фтора многие другие компоненты рудообразующей системы, давшие ассоциирующий с плавиковым шпатом комплекс минералов, были заимствованы в основном (а некоторые, возможно, полностью) из корового субстрата. Участие в рудообразовании при различных соотношениях глубинной и поверхностной составляющих во многом определяет состав флюоритоносных объектов. Последние, в зависимости от этого, подразделяются на два формационно-генетических подтипа:

1) сульфидный флюоритовый, руды которого сформировались из жидких растворов в диапазоне температур 70—360 °C (основное выделение флюорита — при 85—270 °C) и содержит 2—3 % и более галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, других рудных минералов и 2) малосульфидный флюоритовый (50—290 °C, основное, флюоритообразование — при 90—220 °C), где рудные минералы, относятся к аксессуарным. Первый подтип включает сульфидно-барит-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовые, а второй — кварц-флюоритовые, карбонатно-флюоритовые и барит-флюоритовые месторождения. Основу руд составляют кварц, в том числе опал и халцедон (до 70 %) и флюорит (до 90 %). Меньше встречаются кальцит, доломит, анкерит (в сумме до 45 %) и еще реже — барит, адуляр, селлаит, полевые шпаты, каолинит, слюды, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и др.

Во многих провинциях в течение одного минерагенического этапа формировались месторождения обоих формационно-генетических подтипов, причем нередко они связаны переходами по латерали и особенно по вертикали со сменой малосульфидного на глубине сульфидным. Общий размах плавиковошпатового оруденения достигает 5,5 км. Рудные тела месторождений представлены жилами выполнения, минерализованными зонами дробления и статиформными залежами, последние из которых сформировались при значительном участии процессов фторного метасоматоза вмещающих пород, как правило, карбонатных. Жильные месторождения резко преобладают, но большинство из них мелкие, иногда средние по запасам. Статиформные месторождения встречаются сравнительно редко, но запасы их руд значительно больше. На глубине флюоритовые тела нередко переходят в кварцевые или кальцитовые. Сплошные руды сопровождаются вкрапленностью и (или) сетью тонких прожилков флюорита. Среди про-

мышленных преобладают жильные кварц-флюоритовые месторождения. Карбонатно-флюоритовые руды на эксплуатируемых объектах имеют ограниченное распространение, но они слагают большинство резервных месторождений. Барит-флюоритовые и сульфидно-флюоритовые (нередко с кварцем, кальцитом, баритом) месторождения для России не характерны, в основном они представлены в Казахстанско-Среднеазиатской флюоритоносной мегапровинции, а наиболее широко развиты в странах Западной Европы, США и др.

Месторождения редкометалльно-флюоритового грейзенового формационно-генетического типа редки, но некоторые из них уникальны по запасам плавикового шпата. В России они свойственны, прежде всего, Приморью. Самостоятельное промышленное значение как источник добычи плавикового шпата имеют лишь месторождения слюдисто-редкометалльно-флюоритового апокарбонатного грейзеново-гидротермального формационно-генетического подтипа, образовавшиеся при наложении фтороносных флюидов на известняки и доломиты в надинтрузивной и экзоконтактовой зонах массивов материнских пород гранит-лейкогранитовой, аляскитовой и субщелочногранитовой формаций, особенно литий-фтористого геохимического типа. Масштабы развития нередко связанных с ними флюоритоносных апогранитных и апоскарновых руд, как правило, невелики.

Месторождения располагаются в активизированных внутренних геосинклиналях, срединных массивах и мобильных зонах окраин щитов и древних платформ. Рудно-магматические комплексы формировались в каледонскую, герцинскую и мезозойскую эпохи в геодинамической обстановке активных континентальных окраин, начала раскола плит и «рассеянного спрединга». Предполагается возможность возникновения сходных месторождений в условиях внутриконтинентальных горячих полей. Продуцирующие гранитоиды палингенные, аллохтонные, многофазные. Флюоритовое оруденение связано с породами конечных фаз их становления, образовавшихся из остаточных, обогащенных фтором, расплавов путем глубокого фракционирования исходных известково-щелочных кислых магм, содержащих порядка 0,05—0,1 % F. Имея в целом ограниченную распространенность, наиболее продуктивные литий-фтористые граниты поздней фазы локализуются в центральных частях структурно-магматических зон, среди поясов

гранитоидов нормального ряда, слагая небольшие купола, штоки и трещинные тела в более ранних гранитоидах или осадочных и вулканогенных породах. Интрузии кристаллизуются на глубинах 1—4 км, при температурах 680—550 °C и давлениях порядка 2 кбар (аляскиты) и 3,5—4,4 кбар (субщелочные граниты). Помимо фтора породы обогащены щелочами (в сумме 8—10 %; $K_2O > Na_2O$), Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Mo, Nb, Ta, Tr.

Наиболее значительная апокарбонатная грейзеново-гидротермальная минерализация плавикового шпата наблюдается в районах длительной эндогенной активности. Крупные рудные поля характеризуются здесь переходами от промышленной слюдисто-редкометалльно-флюоритовой минерализации к оловянной, вольфрамовой, полиметаллической и др. В формировании самих месторождений насчитываются этапы: а) скарнирования пород, б) микроклинизации и альбитизации субстрата, в) выделения флюорит-редкометалльного рудного комплекса и г) отложения кварц-сульфидного парагенезиса. Иногда развитие рудно-магматической системы могло осложняться неоднократным внедрением даек диабазов, диабазовых порфириров, среди которых иногда выделяются до- и послерудные. В таких случаях флюоритовое оруденение бывает более значительным, чем на апокарбонатно-грейзеновых месторождениях, где проявления базальтоидного дайкового магматизма отсутствуют.

Флюорит кристаллизуется при 100—370 °C и давлениях в 100—1000 атм из флюидов с общей концентрацией до 45 % веса [7]. Для рудообразования характерны растянутость во времени процесса, протекавшего при термобарогеохимических параметрах, стандартных для гидротермальной стадии, и высокая активность фтора, а зачастую также бора и алюминия. На отдельных месторождениях устанавливаются признаки регенерирования оруденения, сформировавшегося за счет как магматогенных флюидов, так и вещества окружающих пород, в т. ч. переработанных более древних проявлений флюоритовой и другой минерализации. Руды, как правило метасоматические, отвечают мусковит-(турмалин)-фенакит-флюоритовому и мусковит-хризоберилл-топаз-флюоритовому минеральному типам. Содержание флюорита в них 35—60 %, второстепенное значение имеют сульфиды, криолит, селлаит, минералы Be, Sn, W, Mo и примесь Li, Rb, Cs (в слюдах).

Месторождения флюорит-редкоземельного карбонатитового

формационно-генетического типа, тесно пространственно и генетически связанные с ультраосновными и основными щелочными породами, известны главным образом в зарубежных странах. В России к редкометалльно-флюоритовому карбонатитовому типу принадлежат два месторождения в Западной Сибири и ряд рудопроявлений в других районах. По возрасту, предположительно позднекаледонскому, основные флюоритовые карбонатиты Сибири отличаются от крупнейших зарубежных месторождений, образовавшихся в ранне- и позднеальпийскую эпохи. Рудно-магматические комплексы с флюоритовыми карбонатитами обычно размещаются на платформах, срединных массивах (микроконтинентах), в складчатых поясах (зачастую в краевых частях указанных сооружений), вдоль глубинных разломов, которые формируют и усложняют рифтовые системы или находятся на их продолжении. Далеко не все интрузии ультраосновных и основных щелочных с карбонатитами пород сопровождаются флюоритовым оруденением. Оно обнаруживается только в слабоэродированных вулканоплутонических массивах центрального типа и зонального строения, сложенных продуктами глубокой дифференциации исходной магмы с преобладанием сиенитов и фельдшпатизированных ийолитов над собственно щелочноосновными и ультраосновными разновидностями с широким развитием карбонатитов. Возникновению повышенных концентраций плавикового шпата в таких массивах способствовала их кристаллизация в относительно спокойной тектонической обстановке, обеспечившая накопление фтора в ходе эволюционного процесса и ограниченное рассеяние его за счет вхождения в апатит и ранние темноцветные минералы пород; залегание массивов на участках с пониженной проницаемостью вмещающих и перекрывающих толщ, исключающих быструю миграцию летучих; накопление фтора во флюидах с последующим образованием крупных плавиковошпатовых тел. Карбонатиты образуют в массивах штоки, кольцевые дайки, трубки, неполнокольцевые и линейные тела, сложенные разномасштабным кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом. Как правило, флюорит наиболее полно выделялся после карбонатитообразования, хотя частично сопровождал этот процесс, главным образом в позднюю — анкеритовую и анкерит-сидеритовую (железо-магнезиально-карбонатную) стадию. Руды образуются в основном путем замещения ранних карбонатитов и в результате последующего отложения

плавикового шпата в виде самостоятельных залежей. Помимо флюорита для рудосносных карбонатитов характерны фторкарбонаты редких земель, колумбит, пирохлор, молибденит, галенит, сфалерит, минералы Cu, Sr, Fe и других элементов. Предполагается их корово-мантийный и мантийный источники. Месторождения России принадлежат к двум основным минеральным типам — апатит-гематит-кальцит-флюоритовому и барит-сидерит-гематит-флюоритовому. Их комплексная минерализация сформирована эволюционирующей рудообразующей системой с начальными температурами $\sim 700^\circ\text{C}$ и давлением до 3,5–3,0 кбар, представлявшей собой расплав хлоридов и карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов, содержащих воду, большое количество углекислоты и летучих фторредкоземельных компонентов. Основная масса флюорита отлагалась при температурах ниже $380\text{--}350^\circ\text{C}$. Содержание флюорита в массивных или массивно-полосчатых рудах достигает 50–70 %, однако в среднем оно гораздо ниже, хотя и обеспечивает получение флотоконцентратов с 76,6–92,84 % CaFe_2 .

Месторождения барит-флюоритового глинисто-песчанистого гидротермально (вулканогенно)-осадочного формационно-генетического типа характеризуются крупными запасами руд при неглубоком залегании промышленных залежей. Последние, согласно наиболее обоснованному представлению, обязаны своим происхождением диагенетическому преобразованию минерализованных осадков в эпиконтинентальных водных бассейнах (в т. ч. кальдерных озерах), куда предположительно с глубины поступали фторосодержащие гидротермальные растворы при одновременной седиментации терригенно-карбонатного и вулканогенно-терригенного материала. Подобные месторождения флюорита на территории бывшего СССР достоверно не установлены. Однако в мире количество их находок все увеличивается, а в Италии (провинция Лацио) известна группа таких объектов с суммарными запасами флюоритовых руд порядка 60–80 млн т. Продуктивные пласты отличаются здесь выдержанным залеганием среди песчаников, глин, мергелей, известняков, пепловых туфов; туфогенных аргиллитов и алевролитов. Крупнейшее месторождение этого типа — Пьянчиано — содержит согласные с вмещающими пачками разноцветных туфов плейстоцена пласто- и линзообразные залежи руд, в которых на долю тонкозернистого агрегата мелких кристалликов

флюорита приходится 16—70 % [10].

Барит-флюоритовые глинисто-песчанистые гидротермально (вулканогенно)-осадочные месторождения размещаются главным образом в тыловых частях окраинно-континентальных вулканических поясов, где они образовались в конечные стадии герцинского и альпийского циклов, вслед за завершившимися в P_2 и в P_3 процессами палеозойского и кайнозойского столкновения континентов в условиях, по-видимому, зарождающегося рифтогенеза [1]. Месторождения контролируются глубинными разломами на фрагментах древних континентов или в зонах, приуроченных к краям раскрытия континентальных блоков. Обычно устанавливается связь флюоритового оруденения с магматизмом, давшим породы щелочно-калиевой серии, обогащенной фтором

(трахибазальты, трахиты, базаниты, латиты, лейциты, тефриты, фонолиты и др.). Однако соотношения между оруденением и магматизмом могут носить иногда и менее отчетливый характер. К категории камуфлированных относится, например, месторождение Эшвеге (Германия) с запасами флюорита 5—7 млн т. Оруденение на нем локализуется в эвапоритовой толще цехштейна, причем флюорит, по Г. В. Вальтеру [2], присутствует на месторождении в доломитовых горизонтах в форме неправильных прослоев и линз мощностью до 0,5 м и содержанием в них CaF_2 10—50 %, а также в составе пластов массивного сложения мощностью 18—20 м с концентрацией CaF_2 10 %. Для Эшвеге и подобных ему месторождений С. Шульц [11] предложил модель, согласно которой F поступает из морской воды и диагенетически осаждается в процессе доломитизации свежих морских известняковых осадков. Недавно выполненное с использованием ЭВМ физико-химическое моделирование осадочного флюоритообразования показало, что формирование промышленных залежей плавикового шпата в морских и озерных условиях возможно только при дополнительном привносе F гидротермами, а в озерной обстановке необходимо, кроме того, поступление кальция с речным стоком [8].

Минералогический состав гидротермально (вулканогенно)-осадочных руд прост и представлен преимущественно флюоритом. С ним ассоциируют кальцит (3,1—76 %) и в менее значительных количествах — барит, апатит, кварц, селлаит, стронций, галенит, сфалерит, другие сульфиды, глинистые минералы.

Территория России обладает хорошими предпосылками выявления флюоритового гидротермально (вулканогенно)-

осадочного оруденения, на что в разные годы указывали А. Д. Шеглов, А. А. Иванова, Ф. Я. Корытов, Ю. Я. Кошелев и другие исследователи.

Месторождения глинисто-флюоритового формационно-генетического типа коры выветривания эндогенных скоплений флюоритовых руд сложены различными по размерам плащеобразными развалами «флюоритового гравия». Они пространственно и генетически связаны с коренными месторождениями, испытывавшими активную послерудную тектоническую переработку, которая способствовала дезинтеграции первичных плавиковошпатовых тел в зоне гипергенеза. Среди руд выделяются обломочные и остаточные, относящиеся к элювиально-делювиальным или к делювиально-пролювиальным. Наряду с развитыми на дневной поверхности известными скрытые флюоритовые коры выветривания. Для руд свойственно наследование состава эндогенных тел и его усложнение за счет увеличения роли слюдисто-глинистого материала при одновременном обогащении флюоритом вследствие химического разложения и выноса кальцита и вещества известняков из оплавленных зон. Поэтому продуктивные остаточные залежи руд могут образоваться и над непромышленными коренными флюоритовыми телами.

В СНГ известны гидрослюдисто-каолин-топаз-флюоритовые элювиальные (на месторождении Солнечное, Казахстан) и гидрослюдисто-монтмориллонит-каолин-флюоритовые делювиально-пролювиальные руды (месторождение Покрово-Киреевское, Украина), запасы которых отвечают объектам, имеющим самостоятельное промышленное значение. Среднее содержание флюорита в продуктивной части коры выветривания на этих месторождениях составляет 30 и 60—70 % соответственно. Есть указание на выявление флюоритовосной коры выветривания на участке со скрытым плавиковошпатовым оруденением в Приморье. За рубежом аналогичные образования известны во Франции и других странах, а в районе Иллинойс-Кентукки (США) остаточные месторождения плавикового шпата служили предметом многолетней эксплуатации.

Формационно-генетические типы флюоритовосных месторождений достаточно разнообразны. Они представлены месторождениями халькофильных и, особенно, литофильных элементов, руды которых содержат заметное количество плавикового шпата, а также некоторыми хе-

Основные типы флюоритоносных месторождений

Формационно-генетический тип	Минеральный тип	Содержание флюорита в рудах, %
1. Флюорит-редкометалльно-полиметаллический скарновый	Флюорит-пироксен-амфибол-магнетитовый, флюорит-волластонитовый, флюорит-флогопитовый, флюорит-шпинель-форстерит-пироксеновый	1—5
2. Флюорит-редкометалльно-редкоземельный щелочнометасоматический: альбититовый	Фенакит-флюоритовый, лейкофан-флюоритовый, альбит-флюоритовый (с минералами Та и Nb)	от 5—10 до 20
калишпатовый	Полевощпат-флюоритовый (с минералами Sn, W, сульфидами)	4—6, иногда до 40
3. Флюорит-берилловый, грейзеновый в породах: карбонатных основных	Мусковит-флюорит-берилловый	8—10
4. Редкометалльно-оловянный с флюоритом, грейзеново-гидротермальный	Флюорит-флогопит-маргарит-берилловый	5—10
	Касситерит-флюорит-топаз-слюдисто-кварцевый, флюорит-кварц-турмалин-касситеритовый	5—10
5. Молибден-вольфрамовый грейзеново-гидротермальный	Флюорит-кварц-слюдисто-молибденит-вольфрамитовый с сульфидами, флюорит-кварц-молибденит-шеелитовый	6—12
6. Олово-вольфрамовый грейзеново-гидротермальный	Касситерит-вольфрамит-кварцевый с флюоритом	до 5—6
7. Вольфрам-флюоритовый гидротермальный	Тунгстенит-шеелит-флюорит-кварцевый	10—12
8. Берtrandит-фенакит-флюоритовый гидротермальный	Берtrandит-фенакит-флюоритовый, полевошпат-фенакит-флюоритовый	15—25
9. Флюорит-полиметаллический стратиформный и жильный	Флюорит-сфалеритовый, флюорит-сфалерит-галениитовый, флюорит-барит-сфалерит-галениитовый	5—10
10. Флюорит-урановый, гидротермальный (эпитермальный)	Флюорит-молибденит-настурановый	от 5—10 до 20—25
11. Ртутно-сурьмяно-флюоритовый (джасперонидный), гидротермальный (эпитермальный)	Кварц-киноварно-антимонит-флюоритовый, антимонит-флюоритовый	от 5—6 до 20—30
12. Флюоритовый, хемогенно-осадочный	Ратовкитовый, целестин-флюоритовый	от 1—3 до 30—35 (для локальных участков развития ратовкита)

могенно-осадочными образованиями с флюоритом. Перечень основных из них приведен в таблице. По-видимому, нет необходимости подробно останавливаться на рассмотрении этих месторождений, вопросам систематики и изучения которых посвящена значительная отечественная и зарубежная литература. Отметим лишь, что при отработке месторождений отдельных формационно-генетических типов, указанных в таблице, уже ведется попутная добыча плавикового шпата (ртутно-сурьмяно-флюоритовые, вольфрамовые, флюорит-оловянные, берtrandит-фенакит-флюоритовые руды). Вполне реально ожидать, что месторождения остальных типов в случае роста стоимости сырья и усовершенствования технологии его обогащения также будут служить дополнительным источником получения плавикового шпата. В первую очередь

это касается рудных объектов, которые обладают общими значительными запасами флюорита (редкометалльно-редкоземельные щелочнометасоматические, флюорит-берилловые и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ закономерностей размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых с позиций геодинамики/А. А. Озол, Н. Т. Шитовкин, Э. Г. Дистанов и др //Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых: Обзор ВИЭМС. М., 1986.
2. Вальтер Г. В. Федеративная республика Германия//Минеральные месторождения Европы. М., 1988. Т. 3. С. 259—440.
3. Коплус А. В. Тектоническая позиция и структурные условия формирования флюоритового оруденения//Геология и генезис флюоритовых месторождений. Владивосток. 1986. С. 12—27.
4. Коплус А. В. Модель формирования оруденения эпитермального флюоритового формационно-генетического типа//Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1988. С. 323—334.

5. Коплус А. В., Строганов Л. И. О состоянии и необходимости укрепления минерально-сырьевой базы флюорита России//Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1992. № 4. С. 28—31.
6. Покалов В. Т. Геологические предпосылки прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых//Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М., 1984. С. 13—35.
7. Файзиев А. Р., Коплус А. В., Искандеров Ф. Ш. Термобарические условия образования флюоритовых рудных формаций//Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1986. С. 103—112.
8. Федотов В. М. Геохимическое моделирование осадочного флюоритообразования: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. — Казань, 1988.
9. Feraut I., Picot P., Pierrot R., Verner I. Surla repartition la mineralogie et les elements et traces des filons guarzeux a. B. P. G. C et dans filons fluoro-barytiques du massif cristallin extern de L'Argentera (Alpes franco-italiennes). Filonets dans les red beds, mineralisation „superfisielles“ et gites „profonds“ — C. r. Acad. sci D. 1977, vol. 248, N 2. P. 109—112.
10. Matteucci E., Mie R. Il Giacimento Fluorito-Baritico sedimentare di Pianciano-Castes Giuliano (Lazio) — Assoc. Miner. Subalpina Boll., 1971. Vol. 8. N 3/4.
11. Schuls S. Verteilung und Genese von Fluorit im Hauptdolomit Norddeutschlands. Berliner geowiss. Abh. A 23, 1980.

УДК 553.637.064.32

© А. Е. Лисицын, 1993

Образование и размещение эндогенных месторождений бора

А. Е. ЛИСИЦЫН

Каждой генетической серии рудообразования — эндогенной, эндогенно-экзогенной и экзогенной соответствует свой геолого-промышленный тип месторождения бора: скарновый, вулканогенно-осадочный, галогенный (осадочный и остаточный) [12]. В пределах России распространены месторождения бора только скарнового геолого-промышленного типа, и анализ геологического строения ее территории свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для нахождения здесь главным образом подобных месторождений. В мировом балансе борного сырья роль скарнового типа месторождений существенна, а в России в таких месторождениях сосредоточены все сырьевые ресурсы бора страны. По характеру геотектонических позиций, палеогеодинамических обстановок, магматизма, близости минеральных ассоциаций эндогенные месторождения бора образуют три рудные формации: борную, олово-борную и железорудно-борную. Основная масса ресурсов борного сырья связана с месторождениями борной и железорудно-борной формаций.

Борная формация представлена известково-скарновыми месторождениями, которые известны в Приморском крае, на Памире, Северном Кавказе. Палеогеодинамическая обстановка периода образования районов развития таких месторождений характеризуется наличием активных окраин континентов или зон их столкновения в областях с позднемезозойской и позднекайнозойской корой. Они локализуются вблизи глубинных разломов в пределах тыловых зон окраинно-континентальных вулканических поясов или сочленений крупных тектонических структур. Месторождения формируются в условиях текто-

но-магматической активизации платформ и областей завершённой складчатости. Магматические комплексы, с которыми ассоциируют месторождения, представлены малыми интрузиями щелочных базальтоидов в сочетании с калиевыми гранитами или гранодиоритами. Месторождения образуются в условиях гипабиссальной фации — в диапазоне глубин 1,5—4 км, что устанавливается по геологическим данным и подтверждается значением константы равновесия сосуществующих скаполита и плагиоклаза <1 . Борное оруденение формировалось в кайнозойе при альпийском тектогенезе, возраст оруденения Р, реже N. Руды сложены кальциевыми боросиликатами — датолитом и данбурином, с которыми ассоциирует аксинит. Руды моноборные. Промышленные концентрации боросиликатов образованы при температурах 300—400 °С, pH растворов >7 и низкой активности углекислоты в условиях смешения существенно восстановительных бороносных мантийных флюидов с метеорными водами [8]. Вмещающими оруденение являются скарны и скарноиды пироксен-гранат-волластонитового состава, образованные по известнякам и известково-силикатным породам. Бороносные известковые скарны характеризуются фациями пониженной кислотности с константой равновесия сосуществующих пироксена и граната <1 ; пироксен-гранат-волластонитовой и пироксен-гранатовой высокотемпературными фациями; фациями средней щелочности с парагенезисом пироксена и плагиоклаза средних номеров в околоскарновых породах; фациями железистости от волластонитовой до бустамитовой.

Одним из районов развития оруденения

подобного типа может служить Дальнегорский в Приморье. Он приурочен к южной части Восточно-Сихотэ-Алинского пояса Р—N складчатости, а образование борного оруденения связано с процессами формирования глубоководных впадин окраинных морей Тихого океана. Ассоциация борного месторождения с интрузивами калиево-щелочной серии (Р₃), бороизотопные и минералого-геохимические характеристики свидетельствуют о генетической связи его с мантийным источником [3, 9]. Обоснованным является предположение о формировании Дальнегорского рудного района под влиянием Хоккайдо-Сахалинской палеосейсмофокальной зоны [14]. Он располагается над пересечением этой зоны гранатитового раздела на глубине порядка 400 км.

Специфика геотектонической позиции района месторождения Акархар (восточный Памир) состоит в его приуроченности к зоне влияния глубинного Каракурмского разлома, вдоль которого реализуется взаимодействие между Памирской и Тибетской литосферными микроплитами, а также их обеих с Индийской плитой [5]. Этим обеспечивается проникновение на территорию юго-восточного Памира щелочных магм мантийного происхождения [4], несмотря на удвоение здесь мощности земной коры до 60—70 км за счет коллизии при движении Индийской плиты на север. Район месторождения приурочен к зоне сочленения крупных альпийских структур — Памиро-Гиндукушского антиклинория и Центрально-Памирского синклинория. Здесь в Р—N интенсивно проявилась тектоническая активность, которая выразилась в усилении роли глубинных разломов, формировании вдоль них наложенных впадин, а также в образовании поперечных поднятий и швов и проникновений по ним магматических масс. Возраст бороносных скарнов — Р₂.

На Северном Кавказе бороносные известковые скарны связаны с неогеновыми трахилипаритовыми лакколитами Золотой Курган, Змейка, Кокуртлы, расположенными в пределах Лабино-Малкинского блока, являющегося фрагментом поперечного транскавказского поднятия, деформирующего эпигерцинскую Скифскую платформу [11]. Месторождения находятся в зоне влияния субмеридионального разлома Минераловодской ступени, по которому сочленяется серия продольных глубинных разломов. По этим региональным структурам происходил эпиплатформенный орогенез в альпийскую эпоху активизации [10].

Месторождения олово-борной формации характерны для Тихоокеанского под-

вижного пояса. Они известны на Северо-Востоке России и в Джугджуре, на Аляске (США), на юге Китая (в провинции Хунань), на острове Тасмания (Австралия). Наиболее яркими представителями олово-борной формации являются месторождения Верхояно-Индигоирской рудной провинции, расположенной в пределах хр. Тас-Хаяхтах, Полоусного, Селенных (месторождения Титовское, Наледное и др.). Образование оруденения здесь связано с гранитоидным магматизмом (К₁), который так же, как тектоника и металлогения верхояно-колымских мезозойд определяется коллизией Верхоянской пассивной континентальной окраины с островными дугами, устанавливаемыми на месте Колымского срединного массива, и некоторыми микроконтинентами [1]. Коллизия Верхоянской континентальной окраины и островных дуг развивалась в J₂—К и определила главное оруденение верхояно-колымских мезозойд. Рудоконтролирующими являются многочисленные разломы коллизионного этапа развития Верхоянья. С этим же процессом связано образование продольных и поперечных поясов гранитоидов. Их формирование является результатом дальнейшего развития коллизии и плавления континентальной коры в зоне субдукции ее вслед за океанической корой под островные дуги [2]. Олово-борное оруденение связано с массивами лейкократовых гранитов, гранитов и гранодиоритов. Общность металлогенической специализации гранитоидов в пределах пассивной континентальной окраины, тесная пространственная связь с ними олово-борного оруденения и бороизотопные характеристики свидетельствуют о коровом источнике олова и бора в данной провинции [2, 9]. Месторождения образуются в условиях малых глубин — 1—2 км. Магнезиальные скарны и кальцифилы шпинель-пироксен-форстеритового состава с периклазом, монтичеллитом, флогопитом развиваются по доломитам и доломитовым известнякам и частично могут замещаться известковыми скарнами. Руды магнезиальных и апомагнезиальных скарнов представлены разными минеральными типами, насчитывающими в своем составе порядка сорока в основном борных минералов. Собственно олово-борными рудами являются железо-магнєвые оловосодержащие бораты, образующие два изоморфных ряда: людвигит-вонсенит и гулсит-пайгеит. Все эти минералы ассоциируют между собой и дают самостоятельные концентрации. Содержание олова в таких рудах достигает 2 %. Установлено преимущественно изоморфное вхожде-

ние олова в бороферриты магния и железа. Оловосодержащие бораты формируются в щелочных условиях при температурах 350—400 °С. С уменьшением щелочности растворов в процессе гистерогенного замещения оловосодержащих боратов магнетитом образуются касситерит и борат олова — норденшильдин. При дальнейшем снижении щелочности гидротермальных растворов в стадию кислотного выщелачивания более устойчивой минеральной формой олова является касситерит. С оловосодержащими боратами ассоциируют магниево-бораты — саунит, котоит, ссайбелиит, флюоборит, а также магниево-кальциевые и кальциевые бораты и карбонатобораты (курчатовит, сахаит, фроловит и др.), образующие высококачественные руды.

Месторождения *железорудно-борной формации* известны в ряде стран Европы, Азии, Америки, но наиболее характерны они для России и Китая, где представлены промышленными месторождениями. Их формирование связано с процессами гранитизации земной коры. В то же время, образованные в разных условиях глубинности — гипабиссальной и абиссальной, они имеют ряд различий в геологической обстановке, минеральных типах руд, масштабах оруденения.

Железорудно-борные месторождения гипабиссальной фации типичны для фанерозоя и лучше всего представлены в Забайкалье (Бурятия, Читинская область). Палеогеодинамическая обстановка районов таких месторождений характеризуется коллизией литосферных плит, в результате которой происходит переплавление коры с образованием бороносных магматических очагов. Это районы континентальных окраин и зон их столкновения в областях с позднепалеозойской континентальной корой. Более значимое в практическом отношении оруденение сформировано в верхнепалеозойское время в связи с орогенными процессами герцинского тектонического цикла. Месторождения локализуются в тектонических блоках вблизи крупных разломов и четко контролируются разрывными нарушениями. Пространственно и парагенетически они ассоциируют с плутонами гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, располагаясь в экзоконтактовых зонах. Оруденение формируется на глубинах до 4 км. Магнезиальные скарны, замещающие существенно магниево-карбонатные породы, сложены шпинелью, форстеритом, монтичеллитом, пироксеном, гумитовыми минералами, флогопитом, образующими закономерную метасоматическую зональность. Нередко по магнезиальным скар-

нам развиваются известковые, осложняющие метасоматическую колонку. В собственно магнезиальных скарнах и кальцифирах локализуются железо-магниево- и магниево-бораты — людвигит (вонсенит), котоит, суанит, флюоборит, ссайбелиит. К кальцифирам, частично замещенным известковыми скарнами, приурочено боратовое оруденение магниево-кальциевого состава в виде курчатовита и сахаита. Таким образом, здесь как и вообще в бороносных скарнах разных типов, четко проявляется типохимизм оруденения и вмещающих пород. С железо-магниево-боратовым оруденением обычно ассоциируют магнетитовые руды, которые могут преобладать над боратовыми. Бораты этой группы месторождений формируются в слабощелочных (близких к нейтральным) условиях в температурном диапазоне 250—450 °С.

Железорудно-борные месторождения абиссальной фации характерны для кратонов или их обломков с дорифейской континентальной корой. Они сформировались в протерозойском тектоническом цикле при региональной гранитизации в связи с гранит-мигматитовой формацией. Месторождения ассоциируют с полями мигматитов, гнейсогранитов, аляскитов, приуроченными к гранитоидным куполам щитов и срединных массивов. Образование месторождений происходило в условиях абиссальной фации, что подтверждается геологическими данными, составом минеральных парагенезисов, среди которых отсутствуют абиссофобные минералы, значениями констант равновесия скаполита и плагиоклаза в окодоскарновых породах >1 . Месторождения локализуются в сводовых частях куполов, в замках и крыльях различных складок. В пределах рудных полей расположение месторождений и скарново-рудных тел контролируется разрывными нарушениями, зонами раздавливания, трещиноватости. Характерны пласто- и линзообразные рудные залежи. Докембрийские бороносные скарны абиссальной фации распространены в пределах Сино-Корейского щита, в меньшей мере — на территории Алданского щита, Кокчетавского срединного массива. Абсолютный возраст скарнов и содержащегося в них борного оруденения оценивается (млн лет): в Сино-Корейском щите — 2000 (середина PR₁), на Алданском щите — 1800 (верхняя часть PR₁), в Кокчетавском массиве — 1300 (R₂). Месторождения приурочены к магнезиальным скарнам и кальцифирам, образованным по доломитам, доломитовым известнякам, магнезитам в контактах с алюмосиликатными породами,

особенно в участках их интенсивной мигматизации. Однородность замещающих карбонатных пород способствует развитию внешних, наиболее продуктивных для боратого оруденения скарновых зон. Состав рудовмещающих скарнов и кальцифиров преимущественно шпинель-пироксен-форстерит (клиногумит)-флогопитовый. Для скарнов типична следующая метасоматическая зональность: алюмосиликатная порода (гранит, мигматит, гнейс, сланец) — околоскарновая пироксен-плагиоклазовая порода — шпинель-пироксеновый скарн — форстеритовый скарн — кальцифир — доломит. Борное оруденение локализуется обычно во внешних зонах скарнов, в прилегающих к ним кальцифирах и реже в мраморах. Оно представлено боратами магния и железа — людвигитом, суанитом, ссайбелитом. Отмечается определенная тенденция в распределении разнотипного оруденения, обусловленная дифференциальной подвижностью железа, магния и бора. В результате вдали от рудогенерирующего массива преобладает безжелезистое боратовое оруденение, которое ближе к нему сменяется людвигитовым, людвигит-магнетитовым и магнетитовым.

В пределах Сино-Корейского щита на территории северо-восточных провинций Китая (Ляодунский полуостров) выявлены десятки промышленных месторождений бора в магнезиальных скарнах. Они локализуются в ляоджититской свите, представляющей собой эвгеосинклинальный комплекс, расположенный во внутренней части раннепротерозойского прогиба [6]. В состав ляоджититской свиты входят граниты Ляоджи, борсодержащая и турбидитовая серии [13]. В пределах Алданского щита борное оруденение установлено в Южно-Алданском районе Леглиер-Тимптонского рудного пояса. Здесь распространены сложно дислоцированные и глубоко метаморфизованные породы AR, представленные преимущественно гнейсами, кварцитами и доломитовыми мраморами федоровской свиты. В докембрии Кокчетавского массива бороносные скарны развиты в породах берлыкской свиты

зерендинской серии дорифейской эпохи, представленных сильно дислоцированными метаморфическими породами — гнейсами, сланцами, амфиболитами, гранитизированными в R_2 и интродуцированными каледонскими гранитами [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Выделение региональных рудоконтролирующих разломов по данным космогеологических исследований и геодинамического анализа*/Л. М. Натапов, В. В. Козлов, Н. В. Межеловский и др.//Сквозные рудоконтролирующие структуры. М., 1989. С. 9—14.
2. *Геодинамика, магматизм и металлогения Верхояно-Колымских мезозойд*/Л. М. Парфенов, В. А. Тунилина, Г. Н. Гамянин и др.//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. М., 1988. С. 179—188.
3. *Говоров И. Н.* Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегогорского района Приморья//Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 1. С. 186—189.
4. *Дмитриев Э. А., Могаровский В. В.* Редкие элементы в щелочных породах Памира — новой щелочной провинции//Геохимия. 1976. № 3. С. 366—372.
5. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
6. *Казанский В. И., Чжан Цюшен.* На симпозиуме по металлогении раннего докембрия в Китае//Геология рудных месторождений. 1986. № 3. С. 85—93.
7. *Лисицын А. Е.* Бороносные скарны докембрия//Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 86—95.
8. *Лисицын А. Е., Малинко С. В.* К проблеме источника рудного вещества при формировании эндогенных месторождений бора//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 91—99.
9. *Малинко С. В., Лисицын А. Е., Сумин Л. В.* Изотопы бора в минералах — индикаторы рудного вещества//Сов. геология. 1987. № 3. С. 89—96.
10. *Мстиславский М. М.* Палеотектонические особенности локализации олигоценых марганцерудных месторождений юга СССР//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1207—1212.
11. *О южной границе эпигерцинской Скифской платформы и киммерийском этапе в истории Центрального Кавказа*/М. М. Мстиславский, И. Н. Зубрев, А. П. Семашко и др.//Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 3. С. 680—683.
12. *Поиски, разведка и оценка месторождений бора.* — М.: Недра, 1983.
13. *Чжан Цюшен, Ли Шуйи.* Ляоджититская свита — особая эвгеосинклинальная фация раннего протерозоя//Геология докембрия. Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. 1984. Т. 5. С. 143—153.
14. *Щеглов А. Д., Говоров И. Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.

Типы редкометалльных месторождений, связанных с щелочными гранитами

В. С. КУДРИН

Общеизвестна тесная пространственная и временная связь месторождений литофильных редких элементов с массивами магматических пород повышенной щелочности (щелочнометалльности), принадлежащих к разным формационным группам: ультрамафитовой, габброидной, нефелин-сиенитовой, щелочно-гранитоидной. Месторождения, связанные с щелочными гранитоидами, включают наиболее широкий комплекс редких элементов: Ta, Nb, Y, лантаноиды иттриевой и цериевой групп, Zr, Hf, Be, Li, Rb, U, Th, Ga, Sn, изредка — W, Mo, а также в качестве второстепенных компонентов — Zn, Pb, Bi, Ag, Au, флюорит, криолит и др. В настоящее время эти месторождения заняли ведущее место в мировых сырьевых базах Ta, Y, лантаноидов иттриевой группы и включают весьма существенную долю ресурсов Zr, Nb, Be. Такое положение сложилось лишь за последнее десятилетие в результате открытий новых крупных месторождений и рудных провинций в Канаде, Бразилии, Саудовской Аравии, Индии, Монголии, Австралии [3, 12—16], что, по-видимому, произошло не без влияния достижений в этом отношении России, где еще в 50-х годах были открыты и оценены (при активном участии ВИМСа) уникальные редкометалльные объекты, связанные с щелочными и субщелочными гранитоидами [6, 10].

Накопившиеся к настоящему времени геологические материалы по интересующей нас группе месторождений нуждаются в обобщении и всестороннем анализе, одной из сторон которых является предлагаемая систематика рудных объектов в генетическом, геолого-промышленном и рудноформационном аспектах. Однако предварительно следует более определенно очертить круг рассматриваемых месторождений, как в связи с нечеткостью существующих представлений о геологической индивидуальности гранитоидов повышенной щелочности, так и по потенциальной промышленной ценности разнотипных рудных объектов.

Одна из наиболее важных, но еще не решенная в полной мере, проблема рудоносности щелочных гранитов — выделение среди магматических формаций с гранитоидами повышенной щелочности собственно рудоносных формаций и определение характерных диагностических

признаков рудоносных на редкие элементы комплексов. В рамках настоящей статьи можно лишь сформулировать наши основные позиции по этой проблеме.

1. Гранитоидные породы повышенной щелочности, т. е. малокальциевые граниты-граносиениты с железом-натриевыми силикатами и высокожелезистыми слюдами, встречаются в разнообразных пространственно-временных ассоциациях пород и пока никем полностью не систематизированы по формационным признакам [11]. В наиболее широком «диапазоне» магматические комплексы и серии, в связи с которыми известны редкометалльные месторождения, могут включать, помимо гранитоидов повышенной щелочности, гранитоиды щелочноземельного типа, обычно биотитовые граниты-лейкограниты, а также анортозиты, граниты рапакиви, габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты.

2. По породным ассоциациям и характеру пространственно-временных соотношений щелочных и субщелочных гранитоидов с породами иного состава выделяются: а) магматические серии, в которых щелочным или субщелочным гранитоидам предшествовал гранитоидный магматизм щелочноземельного типа (петрохимически эти щелочные гранитоиды соответствуют калий-натровому типу); б) магматические серии, в которых щелочные или субщелочные гранитоиды находятся в тесной ассоциации с предшествующими им нефелиновыми или щелочными сиенитами и еще более ранними щелочноземельными гранитами (породы натриевого типа).

3. Общей особенностью магматических комплексов, обладающих потенциальной промышленной рудоносностью, является присутствие двуполевошпатовых, т. е. относительно низкотемпературных, щелочных (с рибекитом, арфведсонитом, эгирином, астрофиллитом) или субщелочных (с железистым биотитом) гранитоидов, с которыми наиболее тесно пространственно и, по-видимому, генетически связано редкометалльное оруденение [11]. Эти двуполевошпатовые гранитоиды чаще всего относятся к дополнительной интрузивной фазе щелочных плутонов, предшествовавшая фаза которых представлена моношпатовыми щелочными или субщелочными гранитами, кварцевыми сиенитами или щелочными и нефелиновыми сиенитами.

4. Интрузивные тела двуполевошпатовых гранитоидов имеют малые размеры (от десятых долей до 2—3 км²) и трещинный характер внедрения (штоки, дайки, силлы). Глубина их становления соответствует гипабиссальным и приповерхностным условиям, известны случаи участия их в сложении вулканоплутонических комплексов.

5. Характерными петрогеохимическими особенностями пород, наряду с повышенной щелочнометаллическостью, является низкое содержание Ca, Mg, Sr, Ba, Ti, P и относительно высокое — F и литофильных редких элементов.

Потенциальные возможности рудоносности щелочных и субщелочных гранитов часто реализуются в образовании в интрузивных массивах скоплений минералов редких элементов в продуктах позднемагматического и постмагматического этапов — приконтактных дериватах, шлировых и жильных пегматитах, телах аутометасоматических альбититов и силекситов, а в непосредственных экзоконтактах интрузивов — в зонах флюоритизации (часто апоскарновой) вмещающих карбонатных или основных пород [1, 5 и др.]. Подобные образования часто несут высокие концентрации Nb, Ta, TR, Zr, Be и др., но нередко вследствие их локального развития, небольших масштабов, невыдержанных условий залегания и морфологии, сложного и изменчивого минерального состава не вызывают практического интереса.

Все месторождения промышленного значения относятся к двум генетическим типам. Первый описан в геологической литературе как апограниты щелочного ряда [2], редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты (щелочные квалмиты) [8] и редкометалльные щелочные граниты [4, 7]. Эти специфические рудоносные породы слагают значительные по размерам (площадь до 1—3 км²) тела, соответствующие отдельным малым интрузивам (штокам, дайкам, наклонным силлам) или апикальным выступам (куполам) интрузивов «материнских» двуполевошпатовых гранитоидов повышенной щелочности. Рудоносные породы сложены кварцем, альбитом и микроклином при участии рибекита-арфведсонита, эгирина, астрофиллита, либо литиевых и литиево-железистых слюд (полилитинита, циннвальдита, протолиитинита, литиево-железистого мусковита). Количественный минеральный состав пород в среднем близок щелочному граниту, но часто значительно отклоняется от него вплоть до образования анхимоноинеральных альбититов и силекситов. Харак-

терно структурно-текстурное многообразие и изменчивость пород, представленных неравномернотекстурными, порфировидными, пегматоидными, аллитовидными, массивными, пятнистыми, грубополосчатыми разностями. Обычная для этих пород рассеянная тонковкрапленная и микропрожилковая минерализация редких металлов (пироксеноид, фергусонит, колумбит, циркон, ксенотим, монацит, бастнезит, гагаринит, иттрофлюорит, гадолинит, торит, фенакит, гентгельвин и др.) нередко образует промышленные концентрации. В таких случаях породы рассматриваются как руды, контуры распространения которых определяются экономически заданными содержаниями полезных компонентов.

Важнейшая особенность условий залегания тел рудоносных пород — локализация в пределах (или на месте) отдельных интрузивных массивов «материнских» двуполевошпатовых гранитоидов при четко выраженной их автономности среди последних. Эта автономность проявлена в специфичности минерального и химического составов рудоносных пород и отчетливом структурном контроле размещения их тел в узлах пересечения крупных дизъюнктивных нарушений.

В происхождении рудоносных пород несомненно важная роль как кристаллизации низкотемпературной, богатой щелочами, фтором и редкими элементами магмы, вероятно в условиях ее расслоения, так и последующих процессов метаматматического и постмагматического метасоматического преобразования кристаллизатов. При этом в метасоматических изменениях проявлен последовательный — стадийный характер.

Второй генетический тип промышленного редкометалльного оруденения, связанного с гранитоидами повышенной щелочности, представлен экзоконтактовыми метасоматитами существенно флюоритового, флюорит-биотитового и полевошпат-слюдистого составов, несущими вкрапленное и гнездово-вкрапленное бериллиево (фенакит, берtrandит, берилл, гадолинит) или цирконий-редкоземельно-иттриевое (иттрофлюорит, редкоземельный циркон, гадолинит) оруденение. Эти метасоматиты локализируются в пространственной близости к телам редкометалльных щелочных квалмитов, преимущественно над ними в их непосредственных экзоконтактах, в виде оторочек флюоритов мощностью до нескольких метров (при карбонатном составе вмещающих пород), либо (в алюмосиликатной среде) на небольшом удалении от щелочных квалмитов в виде неправильных зале-

1. Типы редкометалльных месторождений в анигритидных метасоматитах

Субформационные и геолого-промышленные типы месторождений	Минеральные типы руд	Главные промышленно-ценные минералы	Рудные компоненты		$\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}$	$\frac{ZrO_2}{Nb_2O_5}$	$\frac{\sum TR + Y_2O_3}{Nb_2O_5}$	$\frac{BeO}{Ta_2O_5}$	Максимальные масштабы	Примеры месторождений
			главные	второстепенные						
Ниобий-танталосодержащие щелочные кварцевые месторождения	Рибекит-арфведсонитовые кварцевые с криолитом и тантал-пирохлором	Танталсодержащий пирохлор, циркон, криолит	Ta, Nb Zr, Hf, Y, TR, U		10—14				Средние	Улуг-Танзек, Зашихинское, плато Джос, Гурайя
	Биотитовые и протитовые кварцевые с тантал-пирохлором и (или) колумбитом	Танталсодержащий пирохлор и (или) колумбит, циркон, касситерит	Ta, Nb Zr, Hf, Sn, Ga		8—10				Крупные	Лосевское, Питинга
	Полиитионитовые и цинквалитовые кварцевые с колумбитом	Колумбит, циркон, то-рит, касситерит, ксенотим	Ta, Nb Zr, Hf, Y, TR, Li, Rb, Sn, Ga		6—10	1,5—4	≤ 1	0,7	»	Улуг-Танзек, Зашихинское, Снежное, Гор-Лейк (зона Лейк)
	Ферримусковитовые кварцевые с колумбитом	Колумбит, циркон, то-рит, касситерит, ксенотим	Ta Nb, Zr, Hf, Y, TR, Sn, Ga		6—8				»	Улуг-Танзек, Зашихинское, Питинга
	Рибекит-арфведсонитовые кварцевые, альбититы и силекситы с цирконом, пирохлором и (или) фергусонитом	Циркон, пирохлор, фергусонит, гагаринит, редкоземельные фосфаты и фторкарбонаты	Y, Tr, Zr, Nb Ta, Hf, TR _{Ce}		13—22				»	Арыскан, Верхнее Эспе, Джабаль-Товла, Джабаль-Саид
Редкоземельно-бериллиевые щелочные кварцевые месторождения	Рибекит-арфведсонитовые кварцевые с эльпидитом и пирохлором	Эльпидит, гитинсит, циркон, пирохлор, редкоземельные фторкарбонаты и фосфаты, гадолинит	Zr, Y, TR, Nb TR _{Ce} , Be		30—35	7—8	1,5—10	0,6—3	»	Стрейндж-Лейк, Халдзан-Буретг
	Кварцевые с рибекитом, железоманганезиальными или литиевыми слюдами и минералами Be, TR, Nb, Zr	Фенакит, гелвин, гентгельвин, бергграндит, лейкофан, гадолит, фосфаты и фторкарбонаты редких земель, иттрофлюорит, циркон, пирохлор, колумбит и др.	Be, TR Nb, Zr		10	1	> 10	> 3	Средние	Гор-Лейк (зона «Г»), Учур

2. Типы редкометалльных месторождений в экзоконтактовых метасоматитах

Субформационные и геолого-промышленные типы месторождений	Минеральные типы руд*	Главные промышленно-ценные минералы	Полезные компоненты	Максимальные масштабы месторождений	Примеры месторождений
			Главные Второстепенные		
Бериллиеносные флюоритовые метасоматиты	Берtrandит-фенакит-флюоритовый	Берtrandит, фенакит, флюорит	Be Флюорит	Крупные	Ермаковское, Ауникское, Улуг-Танзекское
	Берилл-фенакит-слюди-сто-флюоритовый	Берилл, фенакит, флюорит	Be Флюорит	Средние	Снежное, Радуга
	Лейкофан-флюоритовый	Лейкофан, флюорит	Be Флюорит	Мелкие	Окуневское
Иттрий-редкоземельнобериллиеносные флюоритовые метасоматиты	Фергусонит-фенакит-флюоритовый	Фергусонит, фенакит, лейкофан, циркон, флюорит	TR _Y , Y, Be Nb, Zr, флюорит	»	Левозадырское
	Бритолит-торит-фенакит-флюоритовый	Фенакит, силикофосфаты редких земель, флюорит	Be, TR Флюорит	»	Амандакское Чергилен
Редкоземельно-иттриеносные полевошпат-слюди-стые метасоматиты	Иттрофлюорит-циркон-полевошпат-биотитовый	Иттро-флюорит, циркон	Y, TR _Y Zr	Крупные	Катугинское
	Гадолинит-полевошпат-слюди-стый	Гадолинит	Y, TR Be	Мелкие	Катугинское, Тайкей

* Учтены также минеральные типы оруденения из экзоконтактов тел редкометалльных щелочных квалмитов зон региональных разломов.

жей и зон массивных или прожилково-брекчиевых полевошпат-слюди-стых метасоматитов.

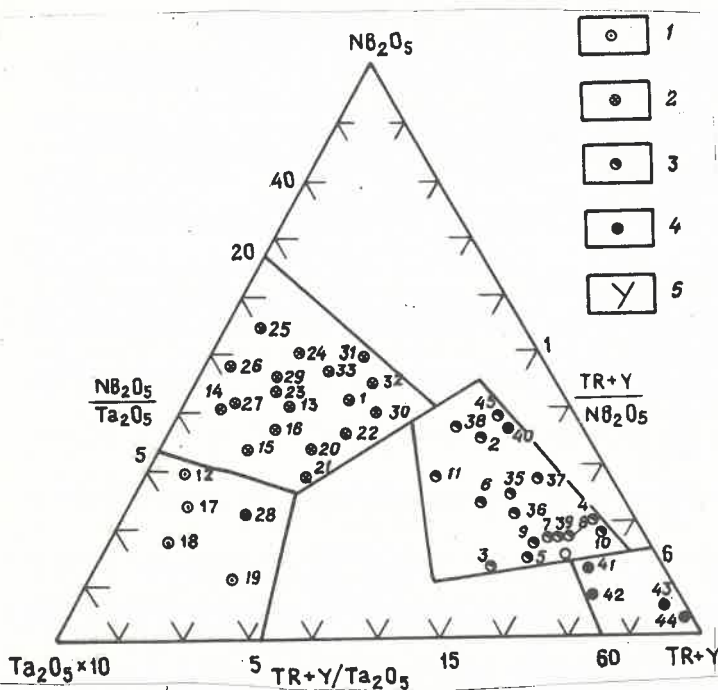
Редкометалльное оруденение в месторождениях обоих генетических типов значительно изменяется по элементному и, особенно, по минеральному составу, что вызывает необходимость разделения его на ряд геолого-промышленных и минеральных типов (табл. 1, 2).

В месторождениях, связанных с щелочными квалмитами, альбититами и силекситами, при ширококомплексном, в целом элементном составе оруденения (Ta, Nb, Y, TR, Be, Zr и др.), основную промышленную ценность могут представлять разные компоненты. По уровням содержаний и количественным соотношениям редких элементов месторождения разделяются на три геолого-промышленных типа (см. табл. 1). В рудах одного из них ведущее положение занимают Ta и Nb, второстепенное — Zr, Y, TR. По относительной роли Ta и Nb он может быть разделен на два подтипа. В другом типе главными рудными компонентами выступают иттрий и

лантаноиды иттриевой группы, при существенной доле Nb и Zr. Для месторождений третьего типа характерно значительное содержание Be и TR (преимущественно цериевой и промежуточной групп). Количественные отношения редких элементов в ряду всех месторождений изменяются в целом направленно и постепенно, в корреляционных зависимостях друг от друга (см. табл. 1, рисунок), четко фиксируя определенными граничными значениями индикаторных отношений компонентов:

$$\frac{(\Sigma TR + Y_2O_3)}{Ta_2O_5}, \quad \frac{(\Sigma TR + Y_2O_3)}{Nb_2O_5}, \quad \frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5}, \quad \frac{BeO}{Nb_2O_5}, \quad \text{и др.}$$

и другая принадлежность месторождений к тому или иному геолого-промышленному типу [8]. Наряду с этим в распределении второстепенных компонентов: Sn, W, Pb, Zn, Ag, Au и др. не установлено отчетливых тенденций. Например, олово в некоторых месторождениях, относящихся к типу ниобий-танталоносных квалмитов, один из главных рудных компонентов (Питинга, плато Джос); в других оно



Вариации соотношений Ta_2O_5 , Nb_2O_5 и $\Sigma TR+Y$ в редкометалльных щелочных квальмитах, альбититах и силекситах:

фигуративные точки составов оруденения в месторождениях разных субформационных типов: 1—2 — ниобий-танталового (1 — танталовый подтип, 2 — ниобий-танталовый подтип); 3 — цирконий-ниобий-иттриевого; 4 — редкоземельно-бериллиевого; 5 — линии граничных значений отношений рудных компонентов для месторождений разных субформаций. Месторождения: 1 — Гурай; 2—5 — Джабаль-Товла; 6 — Уммаль-Бирак; 7—8 — Джабаль-Саид; 9 — Хан-Богдо; 10 — Халдзан-Бурэгтэг; 11 — Тербен; 12 — Луговское; 13—15 — Зашихинское; 16—19 — Снежное; 20—21 — Тайкеу; 22—24 — Улуг-Танзек; 25—28 — Тужема; 29 — Питинга; 30 — Улугзасс; 31 — Лосевское; 32—35 — Катугинское; 36—37 — В. Эспе; 38 — Арыскан; 39 — Малый Таскыл; 40 — Окуневское; 41—42 — Пержанское; 43—44 — Диабазовое; 45 — Тлеумбет

играет подчиненную роль (Зашихинское, Снежное, Лосевское); в третьих — практически отсутствует (Улуг-Танзек). Содержания халькофильных элементов и благородных металлов зависят от интенсивности проявления поздней сульфидной стадии рудного процесса.

Намечается определенная взаимосвязь между специализацией оруденения и уровнями щелочности «материнских» гранитоидов и, особенно, самих рудоносных пород [4, 8, 9]. Так, иттриевоземельно-циркониевые месторождения связаны с породами наибольшей, а редкоземельно-бериллиевые — наименьшей щелочности.

Относительная щелочность рудоносных пород, показателями которой могут служить темноцветные минералы и коэффициент агпаитности, коррелируется также с минеральным составом оруденения. По составу темноцветных и рудных минералов в каждом геолого-промышленном типе месторождений выделяется несколько минеральных типов (см. табл. 1), различия которых влияют на технологические схемы переработки руд. В сложении рудных тел каждого конкретного месторождения может участвовать от одного до 3—4 минеральных типов руд. В одних случаях они представляют разные фации послемагматических метасоматитов, в других — продукты разновременных стадий рудного процесса.

Редкометалльное оруденение в экзоконтактовых метасоматитах разделяется на три геолого-промышленных типа (см. табл. 2). В специализации элементного состава оруденения экзоконтактовых мета-

соматитов строгая зависимость с составом оруденения щелочных квальмитов, вблизи которых они залегают, не установлена. Так, например, бериллиеносные метасоматиты обычно пространственно сопряжены с телами ниобий-танталоносных или ниобий-иттриеносных щелочных квальмитов.

В связи с существенными вариациями количественного и качественного минерального состава оруденения и рудоносных метасоматитов может быть выделено значительное число минеральных типов руд, которые не исчерпываются приведенными в табл. 2. [5].

С предложенной геолого-промышленной типизацией редкометалльных месторождений, сопровождающих гранитоиды повышенной щелочности, параллелизуется их систематика, построенная на рудоформационных принципах. С позиций последних вся совокупность рассматриваемых месторождений, исходя из общности их геотектонической позиции [9] и связи с единой рудопродуктивной магматической формацией (или родственными в формационном отношении магматическими комплексами), должна быть отнесена к одной рудной формации (либо группе родственных руд формаций). Дальнейшее более дробное деление этой сложной рудной формации может идти как по линии учета геологических условий рудообразования, т. е. выделения эндо- и экзоконтактовых фаций и фаций по составу субстрата, так и использования различий вещественного состава оруденения и рудоносных метасоматитов, отражающих спе-

цифику рудопродуктивных гранитоидов и процессов рудообразования.

По последнему критерию вся совокупность месторождений распадается на ряд субформационных и минеральных типов, которые практически соответствуют типам геолого-промышленной систематики (см. табл. 1, 2).

Представляется, что совпадение рудно-формационной и геолого-промышленной типизаций месторождений должно способствовать более эффективному их применению для решения прогнозно-поисковых и прогнозно-оценочных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельков И. В., Батиева И. Д., Виноградова Г. В., Виноградов А. Н. Минерализация и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов. АН СССР Кольский ф-л г. Апатиты, 1988.
2. Беус А. А. Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений / Под ред. В. И. Смирнова, М.: Недра, 1968. С. 303—377.
3. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман Н. Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР). М.: Наука, 1981.
4. Гаврилова С. П., Бескин С. М. Классификация редкометалльных щелочных гранитов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 67, вып. 1. 1992. С. 103—114.
5. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия / А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др., М.: Недра, 1975.
6. Заболотная Н. П. Месторождения бериллия / Рудные месторождения СССР. Т. 3 — М.: Недра, 1970. С. 303—352.
7. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск, Наука, 1972.
8. Кудрин В. С. Формации месторождений тантала и ниобия в плутогенных и метаморфогенных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах / Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1984. С. 341—357.
9. Кудрин В. С., Бескин С. М. Месторождения тантала и ниобия / Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минералогия СССР. Кн. 2. Закономерности размещения полезных ископаемых СССР // Под ред. Г. А. Габриэлянца, А. И. Кривцова, В. М. Терентьева, Л.: Недра, 1989. С. 341—357.
10. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами / Геология месторождений редких элементов. Вып. 25. М.: Недра, 1965.
11. Нечаева И. А. Генетические типы щелочно-гранитных пород и их редкометалльность. — М.: Наука, 1989.
12. Типы и поисковые критерии редкометалльных и редкоземельных месторождений щелочно-гранитовых формаций / С. М. Бескин, И. А. Нечаев, Т. Ю. Усова и др. Обзор ВИЭМС. Сер. Геология, методика поисков и разведки м-ний. М.: 1987.
13. Macambira M. J. B., Teixeira J. T., Daoud W. K., Costi H. T. Geochemistry, mineralization and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. — Rev. bras. geociência, 1987. Vol. 17, N 4. P. 562—570.
14. McConnel J. W., Batterson M. J. The Strange Lake Zr-Y-Nb-Be-REE deposit, Labrador: A geochemical profile in till, lake and stream sediment and water. — J. Geochem. Explor., 1987. Vol. 29, N 1/3. Pp. 105—127.
15. N. J. Jackson. Mineralization associated with felsic plutonic rocks in the Arabian Shield. — J. of African Earth Science, 1986. Vol. 4. Pp. 213—227.
16. J. Jackson and J. Douch. Jabal Hamra REE — mineralized silicite, Hijaz region, Kingdom of Saudi Arabia. — J. of African Earth Science, 1986. Vol. 4. Pp. 269—274.

УДК 553.45.041

© Коллектив авторов, 1993

Прогноз и оценка глубины распространения разнотипного оловянного оруденения

А. Б. ПАВЛОВСКИЙ, Н. К. МАРШУКОВА, Н. П. МИТРОФАНОВ, И. С. СТОЛЯРОВ

Проблема определения глубины распространения оловянного оруденения, характеризующейся значительными вариациями на месторождениях различных формационных и промышленных типов, имеет важное прогнозно-оценочное значение и решается на всех стадиях геологоразведочных работ, начиная с поисков и кончая детальной разведкой месторождений.

Современные знания в области условий образования, закономерностей размещения и локализации оловянных месторождений дают основания для выделения в сложной совокупности геологических факторов рудообразования и рудоконтроля тех из них, которые оказывали опре-

деляющее влияние на вертикальный размах оловянного оруденения. Учет этих факторов и систематизация огромного фактического материала, полученного при разведке и эксплуатации оловянных месторождений, позволили коллективу сотрудников отдела олова ВИМСа выработать ряд важнейших геологических критериев прогноза и оценки глубины распространения оловянного оруденения для месторождений ведущих оловянных формаций и типов. К последним относятся месторождения апоскарнового, грейзенового и кварцевого геолого-промышленных типов редкометалльно-оловянной формации, месторождения сили-

катного и сульфидного типов полиметалло-оловянной формации [6].

Критерии прогноза и оценки глубины распространения оруденения редкометалло-оловянной формации. Магматические критерии. Специфика условий образования и нахождения таких месторождений, характеризующихся тесной пространственно-генетической связью оруденения с небольшими по объему гипабиссальными интрузиями кислых и ультракислых гранитов поздних фаз внедрения пород оловянно-гранодиорит-гранит-лейкогранитной формации, определяет ведущую роль магматических критериев в оценке глубины распространения рассматриваемого оруденения. По отношению к рудопродуктивным интрузиям выделяются две зоны формирования оруденения — интрузивная и надынтрузивная — с существенно различными особенностями развития рудоносных трещинных структур, типами руд, характером размещения и масштабами проявления рудной минерализации.

Для интрузивной зоны характерны оловянные месторождения грейзенового геолого-промышленного типа, которые локализуются в области эндоконтактов купольно-гребневидных выступов интрузивных массивов (Одинокое, Хинганское, Альтернберг и др.). В этом случае элементы рудоконтроля практически полностью подчинены морфологии гранитного купола и особенностям его внутреннего строения; месторождения представляют собой грейзенизированные прикровлевые части интрузий гранит-порфиров и прорывающих их штоков поздних лейкокатовых гранитов [9]. Грейзенизация и связанное с ней прожилково-вкрапленное оруденение отчетливо контролируются положением кровли гранитного штока (рис. 1) и зонами нарушений и их сочленений, развитыми преимущественно в приконтактных частях интрузий гранит-порфиров. Глубина распространения оловянного оруденения в образованных при этом рудных залежах типа изометричных или неправильной формы штоков ограничена прикровлевой частью интрузии и обычно не превышает 200—300 м независимо от того, на какой глубине шло становление этих интрузий.

К надынтрузивным образованиям относятся часть грейзеновых, апоскарновых месторождения и месторождения кварцевого геолого-промышленного типа, локализованные преимущественно в зонах экзоконтактов рудопродуктивных гранитных интрузий.

Месторождения надынтрузивных грейзенов (Правоурмийское, Тигринское, Сы-

рымбет) представляют собой протяженные зоны грейзенизации с жильно-прожилковой минерализацией, локализованной в основном в экзоконтактных зонах интрузий гранит-порфиров в виде линейных штоков, часто субогласных поверхностям контактов интрузивов. Характерно, что на формирование рудовещающих трещинных структур этих рудных тел также существенное влияние оказывали локальные купольные и гребневидные поднятия интрузивов, при внедрении которых активизировались и подновлялись существующие догранитные и образовывались новые трещины в их надкупольных пространствах. По сравнению с месторождениями интрузивных зон, оруденение имеет больший диапазон глубин распространения, который на месторождениях, сформировавшихся в близповерхностных условиях (о чем свидетельствует четко выраженная порфировая, догломеропорфировой структура гранит-порфиров) достигает 500—600 м (Правоурмийское). В то время как на месторождениях, образованных на сравнительно большей глубине и характеризующихся хорошо раскристаллизованной основной массой гранит-порфиров, этот интервал достигает 800 м и более (Сырымбет).

Определенная зависимость условий локализации и характера проявления оловянного оруденения от положения относительно интрузивных тел рудоносных гранитов устанавливается также на месторождениях апоскарнового типа (см. рис. 1), тесно ассоциирующих с гранитоидными дайкообразными телами и массивами сложной формы с крутыми боковыми контактами, пологой кровлей и многочисленными апофизами.

Основной магматический критерий оценки глубины распространения постскарнового оловянного оруденения — степень его удаления от поверхности контакта рудоносной интрузии (Кителя, Титовское, Б. Каньон). Основная масса скарноворудных залежей тяготеет к 150—200 метровой зоне ближайшего экзоконтакта, в которой максимально проявилось температурное влияние интрузий; с удалением на 200—300 м количество рудных залежей уменьшается и на расстоянии 400—450 м от контакта они практически исчезают.

Оруденение месторождений кварцевого типа пространственно-генетически тесно сопряжено с куполовидными выступами и штоками лейкокатовых гранитов поздней фазы; локализация его в подавляющей части приурочена к надынтрузивной зоне (см. рис. 1), в которой влияние интрузивов

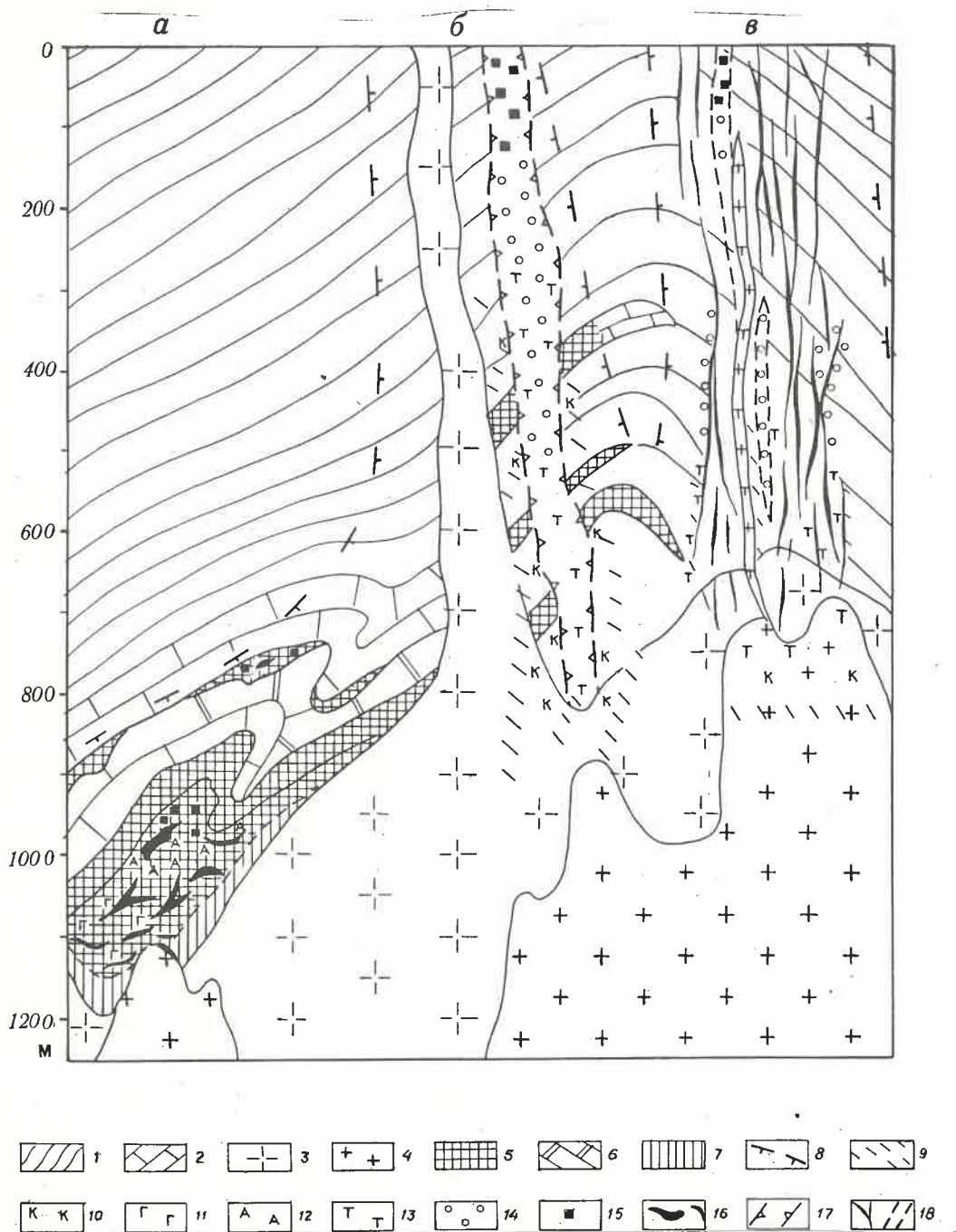


Рис. 1. Прогнозно-оценочная модель глубины распространения оловянного оруденения апоскарнового (а), грейзенового (б) и кварцевого (в) типов редкометалльно-оловянной формации:

1 — терригенные отложения; 2 — карбонатные породы; оловоносный магматический комплекс гранит-лейкогранитной формации: 3 — граниты главной интрузивной фазы, 4 — лейкограниты поздней фазы; 5 — эндо- и экзоскарны; 6 — мраморы; 7 — околоскарновые породы; 8 — граница ореола контактового метаморфизма; зоны развития рудно-минеральных ассоциаций и метасоматических изменений: 9 — оловоносная ниобиевая минерализация в зонах альбитизации, 10 — редкометалльная минерализация в

зонах калишпатизации, 11 — натанит-экерит-касситеритовая минерализация в зонах щелочного метасоматоза по скарнам, 12 — касситеритовая минерализация в зонах амфиболизации по скарнам, 13 — вольфрамит (шеелит)-берилл (даналит)-молибденит-касситеритовая минерализация в зонах топазизации (флюоритизации), 14 — касситеритовая минерализация с вольфрамом и бериллом в слюдинокварцевых метасоматитах, 15 — касситерит-станный-сульфидная минерализация в зонах развития кварц-карбонатных прожилков; 16 — рудные тела в скарнах; 17 — рудные штокверковые зоны; 18 — кварцевые жилы с вольфрамом, касситеритом, станным и сульфидными минералами в зонах прожилкования.

живного фактора на рудовмещающие структуры носит более опосредованный характер. В интрузивной и ближайшей околотрузивной зоне магматический фактор оказывал сравнительно неблагоприятное влияние на тектоническую и физико-химическую обстановки рудоотложения кварцевого типа (мелкие контракционные трещины, высокое давление и температура и др.), более способствовавшие пегматитообразованию и грейзенизации, вследствие чего этот фактор может рассматриваться как критерий ограничения интервала распространения на глубину кварцево-рудных жил, обычно выклинивающихся в рудопродуктивном массиве на нескольких десятках или первой сотне метров.

Метаморфические критерии. На месторождениях редкометалльно-оловянной формации не устанавливается сколько-нибудь существенная корреляция локализации оруденения и глубины его распространения с фациями контактового метаморфизма даже самых высоких ступеней, поскольку поздние рудопродуктивные граниты внедряются в любую из ранее образованных метаморфических фаций, связанных в основном с более ранними гранитами главных интрузивных фаз оловяносных магматических комплексов. Значительно больший интерес с этой точки зрения представляет гидротермальный метаморфизм, тесно связанный с рудопродуктивными гранитами и рудными процессом.

Характерные проявления гидротермального метаморфизма: в гранитных куполах — калишпатовые, альбитовые, топазовые, кварц-мусковитовые и другие метасоматиты, развивавшиеся в основном в прикровлевых частях; в зонах экзоконтактов по алюмосиликатным породам — калишпатизация, альбитизация, топазизация, турмалинизация, серицитизация, окварцевание и хлоритизация; в зонах экзоконтактов по карбонатным породам, скарнам, средним и основным магматическим породам — кроме перечисленных выше изменений добавляются амфиболитизация, флогопитизация, эпидотизация, флюоритизация.

В размещении метасоматитов прикровлевых частей интрузивных массивов проявляется зональность, присущая рудоносным редкометалльным гранитам. В экзоконтактовых ареалах изменений вмещающих пород наиболее широкую периферическую часть составляет зона кварц-хлоритовых метасоматитов (амфибол-эпидот-плагиоклазовых в карбонатных породах и скарнах); промежуточное положение занимает зона слюдистых метасомати-

тов, которая в центральных и нижних частях сменяется зонами слюдисто-кварц-топазовых (флюоритовых) метасоматитов, калишпатизацией и альбитизацией пород.

Положение рудных тел относительно зон гидротермальных метасоматитов позволяет судить о возможной глубине распространения редкометалльно-оловянного оруденения. Так, например, нахождение оловянной минерализации в полевошпато-слюдисто-кварцевой или кварц-слюдисто-амфибол-хлоритовой фациях метасоматитов, характеризующих верхние части зонально построенной метасоматической колонки грейзеновых месторождений, указывает на значительные перспективы глубины распространения оловянного оруденения. Об этом же свидетельствует наличие проявления олова в гидротермально измененных экзокскарнах на апоскарновых месторождениях и за пределами развития слюдисто-кварц-хлоритовых метасоматитов на месторождениях кварцевого типа.

Геолого-структурные критерии имеют особенно важное значение на месторождениях кварцевого типа и надинтрузивных грейзенов, где генетическая природа и последующая история развития рудоконтролирующих и рудовмещающих трещинных структур определяют характер морфологии рудных образований, масштабы и диапазон распространения оруденения [11]. Так, если при локализации вольфрам-оловянного оруденения кварцевого типа в мелких, непротяженных контракционных трещинах среди рудопродуктивных гранитов глубина его распространения обычно ограничивается интервалом порядка 100 м от поверхности кровли массива, а в трещинах отрыва среди вмещающих пород ближайшей экзоконтактовой зоны этот интервал составляет 150—200 м, то в сколовых трещинных структурах средней и дальней частей экзоконтактовых зон он может достигать 300—400 м, а при благоприятных структурных сочетаниях 600—700 м. Аналогично в грейзеновых месторождениях интрузивных куполов роль структурного фактора ограничивается трещинообразованием, подчиненным морфологии кристаллизующегося гранитного купола и особенностям его внутреннего строения, в то время как в грейзеновых месторождениях надинтрузивной зоны структура весьма существенно влияет на локализацию оруденения, которое контролируется крупными нарушениями, представленными мощными зонами трещиноватости и рассланцевания вмещающих пород. Серии сближенных трещин образуют рудные штокверки, которые могут распростра-

няться на значительные, нередко много-сотметровые глубины вплоть до скрытых рудопродуктивных гранитов.

На апоскарновых месторождениях структурным критерием может служить установленная закономерная приуроченность рудных тел к провисам кровли гранитоидов с возможным увеличением на глубине мощности в участках слияния бортовых скарновых залежей на донных замыканиях синклинальных складок [8].

Литолого-фациальные критерии. Литология на месторождениях редкометалльно-оловянной формации оказывает влияние в основном на структурно-морфологические особенности рудных тел и их параметры, а также на элементный и минеральный состав руд.

В различных по литологии осадочных толщах характер предрудной трещиноватости мог обусловить формирование рудных тел жильного, залежного или штокверкового типов, их выдержанность и протяженность по простиранию и на глубину. Так в Пыркакайских месторождениях кварцевого типа [2], размещенных в однообразной глинисто-сланцевой толще, оруденение представлено параллельно-прожилковыми штокверками, глубина распространения которых достигает 600 м и более от поверхности (месторождения Первоначальное и Нагорное).

В толщах переслаивания песчаников и глинистых сланцев или в существенно песчаниковых штокверки не продолжают на глубину более 100—150 м (Незаметное). В то же время песчаниковые толщи оказываются более благоприятными для формирования крупных, протяженных по простиранию и падению касситерит-вольфрамит-кварцевых жил (месторождения Иультинского рудного узла).

На апоскарновых оловорудных месторождениях в скарновых залежах часто отчетливо выражено их зональное строение, соответствующее фациям нормальной и повышенной щелочности. Фации повышенной щелочности способствуют интенсивному осаждению олова из кислых рудообразующих растворов при их нейтрализации. Наиболее благоприятны в этом отношении экзо- и эндоскарны, характеризующиеся самыми большими концентрациями двухвалентных оснований (Ca, Fe, Mg) и менее благоприятны околоскарновые породы, в которых их содержание значительно меньше за счет увеличения доли кремнезема и глинозема. Таким образом, широкое развитие околоскарновых пород свидетельствует о практически полной эродированности скарновых зон, благоприятных для оловянного оруденения, в то время как обнаружение экоскар-

новых зон указывает на слабую эродированность залежей и возможно большую глубину распространения оруденения.

Рудогенные критерии. Основным рудогенным критерием прогноза и оценки глубины распространения оруденения на месторождениях редкометалльно-оловянной формации является эндогенная рудная и минеральная зональность, дополнительными — особенности распределения элементов-примесей в минералах, их состава и некоторых свойств, а также изменения электрофизических свойств типоморфных минералов.

Рудная и минеральная зональность на редкометалльно-оловянных месторождениях с неотчетливо выраженной стадийностью минералообразования носит высокоградиентный характер, обусловленный нестабильными $P-T$ условиями рудообразования вблизи магматического источника, и проявляется преимущественно как прямая температурная зональность отложения относительно рудопродуктивных гранитных интрузий [7]. В обобщенном виде она выражается следующим последовательно-центробежным рядом ассоциаций ведущих рудных элементов: редкие металлы, (олово)* — олово, редкие металлы, (вольфрам) — вольфрам, олово — олово (вольфрам) — (олово), мышьяк, железо, медь, цинк.

Смена ранних ассоциаций рудных минералов более поздними в направлении от эндоконтактов и апикальных частей массивов рудопродуктивных гранитов к зонам их экзоконтактов имеет при этом следующий вид: оловоносные танталит, колумбит, (пироксен, гранат, людвигит)*, берилл (гельвин, даналит), касситерит (оловоносный сфен) — касситерит (малайяит, пайгеит), берилл (фенакит), лепидолит, вольфрамит — вольфрамит (шеелит), касситерит — касситерит, станнин, вольфрамит (шеелит) — арсенопирит, халькопирит, сфалерит, станнин.

Указанные ряды зональности в целом присущи всем типам редкометалльно-оловянного оруденения с той разницей, что для апоскарнового оруденения более характерна левая, для грейзенового — центральная и для кварцевого — правая части рудного и минерального рядов.

На апоскарновых месторождениях зональность минеральных форм олова может быть выражена следующим вертикальным рядом (снизу вверх): гидрооксиды — силикаты — бораты — оксиды — суль-

* Для элементов в скобках показана их подчиненность, для минералов — их развитие в карбонатных породах и скарнах; распространенность — в порядке перечисления.

фиды. Из наиболее высокотемпературных флюидов при 550—600 °С олово в эндо-скарновых зонах известковых и магнезиальных скарнов отлагается в основном в форме натанита [3], концентрируясь в структурах выщелачивания андрадита и людвигита, а также частично возможно изоморфно замещает в них железо. При кристаллизации рудоносных растворов в переходных зонах эндо- и экзоскарнов олово осаждается в виде стокезита, малайита и оловоносного сфена в известковых скарнах и в форме пайгеита и гулсита в магнезиальных скарнах. В зонах экзоскарнов и слабо измененных известняков и доломитов олово выпадает из растворов сначала в виде норденшельдина, затем касситерита и отчасти станнина, ассоциированного с сульфидами.

На грейзеновых месторождениях рудная и минеральная зональность отчетливо проявлена на фоне метасоматической зональности. К кварц-топазовым метасоматитам центральных и нижних частей колонки приурочена основная масса касситерита, в заметных количествах присутствует вольфрамит, более редкие молибденит и берилл (даналит в случае карбонатных пород). По мере перехода в метасоматические зоны кварц-топаз-слюдистого состава при практически неизменных количествах касситерита, количества вольфрамита, берилла (даналита) и молибденита заметно уменьшаются. На их смену приходят леллингит, станноидит, висмутин. В полевошпат-слюдисто-кварцевых метасоматитах среди рудных минералов наряду с касситеритом и арсенопиритом в заметных количествах появляются станнин, халькопирит и сфалерит.

На месторождениях кварцевого типа нижние, наименее удаленные от магматического источника горизонты оруденения представлены кварцево-рудными (вольфрамит, касситерит) жилами с сопровождающей грейзенизацией и молибденит-берилловой минерализацией. Далее по восстанию количество последней уменьшается; из рудных минералов в жилах резко преобладают касситерит и вольфрамит, встречаются висмутин и арсенопирит. Еще выше количество вольфрамита в жилах уменьшается, наряду с касситеритом появляются станнин, пирит, халькопирит, сфалерит.

Вертикальные интервалы зон развития минеральных и рудных ассоциаций на рассматриваемых типах месторождений сильно варьируют (высоко- и низко-градиентная зональность) в зависимости от положения оруденения относительно про-

дуктивных гранитов, глубины залегания последних и особенностей физико-химической обстановки рудоотложения.

На месторождениях, формировавшихся в непосредственной близости от неглубоко залегающих массивов рудопродуктивных гранитов, температурная зональность отложения носит высокоградиентный характер, что выражается в смене минеральных ассоциаций на ограниченных вертикальных интервалах, нередко их перекрытии и слабой дифференциации оловянной минерализации. На месторождениях, характеризующихся большими глубинами становления продуктивных гранитов и удаленностью от них оруденения, устанавливается низкоградиентная зональность, при которой в вертикальном разрезе с постепенной сменой рудных и минеральных ассоциаций на значительных интервалах практически не отмечается их перекрытие и отчетливо выражена дифференциация оловянной минерализации. На месторождениях кварцевого типа, например, в первом случае вертикальный диапазон промышленного вольфрам-оловянного оруденения составляет 150—200 м, во втором случае может превышать 600 м.

Таким образом, низкоградиентная зональность оруденения, отчетливая дифференциация минералов олова в зонах и нахождение на месторождениях минералов олова, занимающих верхнее положение в колонках рудно-метасоматической зональности, свидетельствуют о значительной, измеряемой многими сотнями метров, глубине распространения оловянного оруденения и, наоборот, высокоградиентная зональность и присутствие минералов олова, занимающих нижнее положение в колонках зональности, и телескопирование оловянной минерализации указывают на небольшую, измеряемую десятками до первых сотен метров, глубину распространения оруденения.

Критерии прогноза и оценка глубины распространения оруденения полиметалльно-оловянной формации. Магматические критерии. На месторождениях этой формации, лишь парагенетически связанных с интрузивными проявлениями оловоносной диорит-монцогранодиорит-гранитной оловоносной формации, магматические критерии проявляются в меньшей мере, чем на редкометалльно-оловянных месторождениях, хотя и здесь они играют довольно существенную роль (рис. 2).

Парагенетический характер связи предполагает общность глубинных источников магматизма и оруденения и путей их выведения в верхние структурные этажи, обуславливая определенную простран-

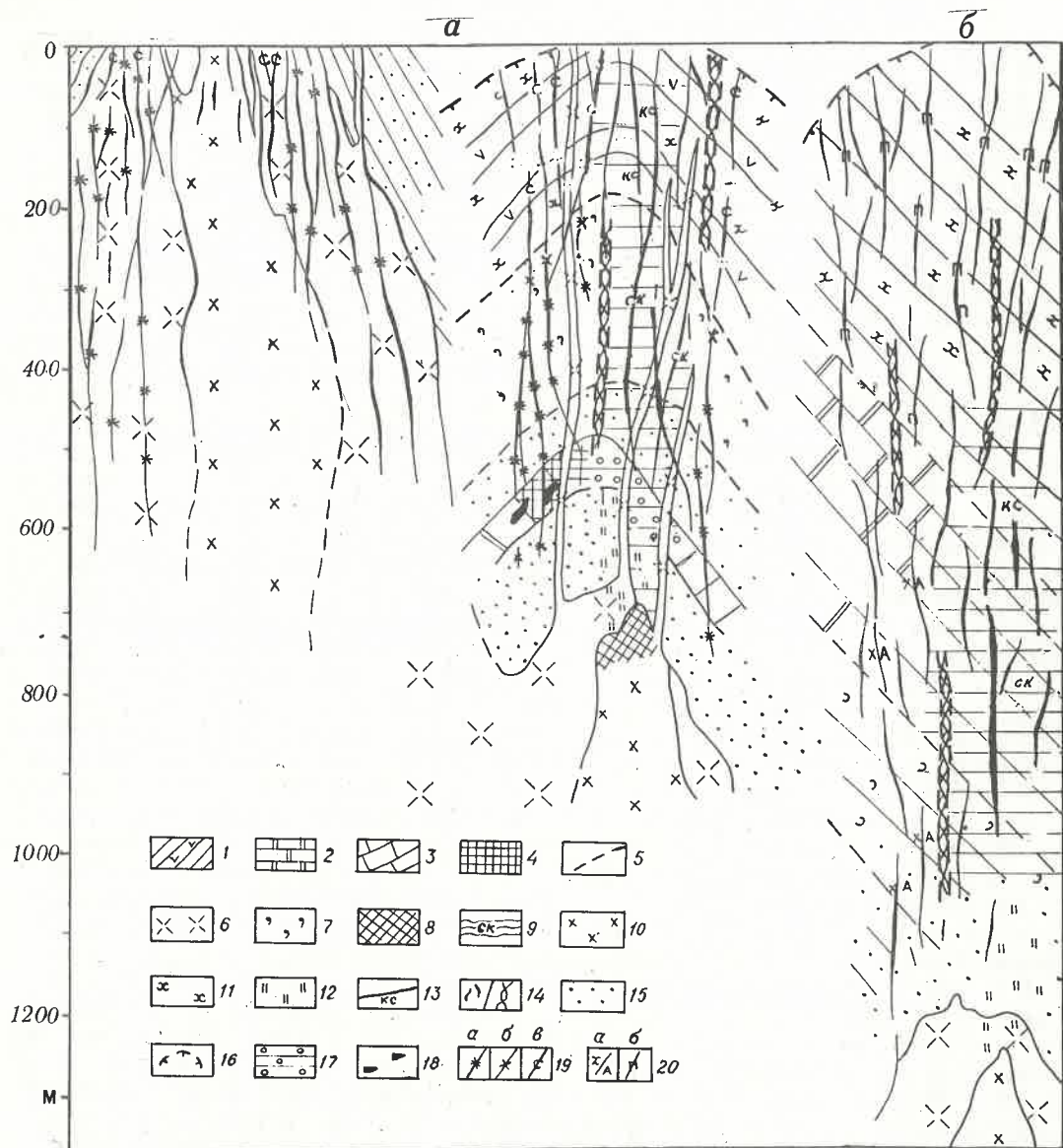


Рис. 2. Прогнозно-оценочная модель глубины распространения оловянного оруденения силикатного (а) и сульфидного (б) типов полиметалльно-оловянной формации:

1 — перемежающиеся вулканогенно-терригенные отложения; 2 — карбонатные породы; оловоносный магматический комплекс гранодиорит-гранитной формации; 3 — гранодиориты главной фазы, 4 — граниты поздней фазы; контактово-метаморфизованные породы; 5 — биотитовые роговики, 6 — мраморы, 7 — скарны, 8 — серицитизированные породы, 9 — хлоритизированные породы; 10 — граница ореола контактового метаморфизма, 11 — границы раздела контакто-измененных пород; гидротермально-метасоматические изменения пород и рудно-минеральные

ассоциации: 12 — молибденит-шеелитовая в полевошпат-серицит-кварцевых метасоматитах, 13 — кварц-вольфрамитовая в кварцевых метасоматитах, 14 — касситерит-станнин-норденшельдиновая, наложенная на полевошпат-эпидот-скаполитовые метасоматиты, 15 — станнин-касситеритовая, наложенная на пироксен-эпидот-полевошпатовые метасоматиты, 16 — касситерит-станниновая, наложенная на амфибол-пироксеновые метасоматиты; 17 — сульфидные рудные тела в скарнах; 18 — жильные зоны (I) и зоны дробления (II); 19 — кварц-касситеритовые жилы с турмалином (а), хлоритом (б), сульфидами (в); 20 — кварц-касситеритовые жилы с арсенопиритом, халькопиритом (а) и полиметаллами (б)

венную сопряженность месторождений и интрузивных тел, которая выражается в локализации рудных объектов в пределах массивов гранитоидов (Валькумей, Трудовое, Карнаб), вблизи них (Депутатское, Дубровское, Учкошкон и др.) и на значительном от них удалении (Фести-

вальное, Дружба, Зимнее, Мушистон и др.).

Локализация оруденения в гранитоидах (главная фаза) установлена на некоторых месторождениях силикатного типа. Оруденение приурочено к эндоконтактовым частям массивов и, как правило,

не выходит за их пределы, будучи подчинено в своем распространении по направлению контактовым поверхностям, особенно ограничивающим влияние мелкозернистых разностей гранитоидов краевой фации. По падению глубина распространения оруденения определяется мощностью зоны начальной кристаллизации гранитоидов, в которой наиболее интенсивно развивались контракционные трещины, впоследствии подновлявшиеся. Мощность этой зоны редко превышает 400 м.

Локализация оруденения силикатного, в меньшей степени сульфидного типов в относительной близости к гранитоидным массивам главной, реже поздней интрузивных фаз оловоносных магматических комплексов и сопровождающих даек-апофиз определяется, по-видимому, совокупным влиянием структурного и магматического факторов, при котором интрузивы выполняли роль жестких упоров, способствовавших развитию рудовмещающих трещин. Оруденение обычно имеет склонение, подчиненное контактовым поверхностям массивов, причем интервалы промышленных руд занимают определенные гипсометрические уровни относительно кровли этих массивов. Характерный признак интервалов промышленного оруденения (среднерудный уровень) — довольно интенсивное развитие пород дайковой серии, экструзий и апофиз гранитоидов, количество которых на верхних горизонтах месторождений уменьшается, а на нижних они переходят в интрузивные тела. Наличие трубок взрыва обычно свидетельствует о достаточно большой глубине распространения оруденения. Обширный вертикальный размах оловянного оруденения, пространственно ассоциированного с гранитоидами, может быть весьма значителен и измеряться многими сотнями метров.

Магматический критерий для месторождений сульфидного типа, особенно сульфосольно-сульфидного его подтипа, удаленных от гранитоидных массивов, выражается в обратной корреляционной связи глубины распространения оловянного оруденения с интенсивностью гранитоидных проявлений на месторождениях. Наличие признаков оруденения при отсутствии массивов гранитоидов и малом развитии пород дайковой серии может служить признаком значительной глубины распространения оловянного оруденения данного типа и, наоборот, проявление гранитоидов на поверхности или сведения о неглубоком их залегании, наличие высокотемпературных фаций контактового метаморфизма — биотитовых роговиков, указывают на ограниченную глу-

бину распространения оруденения сульфидного типа.

Метаморфические критерии. Значение контактово-метаморфизованных пород как критерия оценки глубинности оруденения далеко не ограничивается их ролью в установлении скрытых массивов гранитоидов. Для многих оловорудных полей и разнотипных месторождений Дальнего Востока и Северо-Востока России, а также Средней Азии установлено, что оруденение полиметалльно-оловянной формации располагается в зонах развития контактового метаморфизма, связанного с гранитоидами главной фазы оловоносных магматических комплексов, редко выходя за пределы ореолов измененных пород (см. рис. 2). При этом наиболее благоприятны для локализации оруденения — фации средних ступеней контактового метаморфизма — зоны биотитизированных (до 15 % биотита), серицитизированных и хлоритизированных пород; наименее благоприятны — фации высоких ступеней метаморфизма, представленные плотными интенсивно биотитизированными породами (более 20 % биотита), особенно их ближние к интрузивам части, сложенные биотитовыми роговиками [10], так называемые «фации биотититов».

Корреляция положения оруденения и фаций контактового метаморфизма, обнаружение оруденения в породах низких ступеней метаморфизма позволяют рассматривать его как верхнерудный уровень и обоснованно прогнозировать значительную глубину распространения, порой достигающую многих сотен метров. Вход оруденения в нижнюю область развития высоких ступеней метаморфизма (зоны биотититов), равно как и выход в вышележащие неизменные вмещающие породы указывает на его скорое прекращение.

Важное прогнозно-оценочное значение при определении глубины распространения оловянного оруденения имеют гидротермально-метасоматические изменения в связи с гранитами поздних фаз оловоносных магматических комплексов. Гидротермально-метасоматический метаморфизм проявляется в пределах рудоконтролирующих структур обычно с образованием колонок эндогенной метасоматической зональности, в нижних частях которых преобладают высокотемпературные фации (окварцевание, сидерофиллитизация, турмалинизация), в верхних — низкотемпературные (хлоритизация, пропилитизация). Оловянное оруденение, приуроченное к верхним частям колонки (пропилитовая фация), как правило, характеризует значительные интервалы глубин его распространения, в то время как ло-

кализация оруденения в низах метасоматитов турмалиновой фации резко сужает эти интервалы.

Практически на всех месторождениях гидротермальные метасоматиты накладываются на ореолы контактового метаморфизма. При наложении на биотитовые роговики зоны указанных метасоматитов снижают неблагоприятное влияние последних, способствуя проникновению в них рудоносных растворов и рудоотложению, и увеличивают тем самым вертикальный диапазон оловянного оруденения.

Геолого-структурные критерии. На фоне некоторого ослабления значения магматических критериев в прогнозе и оценке глубины распространения оловянного оруденения на месторождениях полиметалло-оловянной формации заметно усиливается роль структурных критериев.

К числу важнейших структурных элементов рудоконтроля и рудолокализации на месторождениях силикатного и сульфидного типов рассматриваемой оловорудной формации относятся: хорошо проработанные трещины скола, отрыва или контракции (в интрузивах), последовательно подновлявшиеся и развивавшиеся в процессе неоднократных тектонических подвижек; участки сочленения разноориентированных трещинных структур; места пересечений крутопадающими трещинами структурно-стратиграфических несогласий и контактов неоднородных пород и др. Характер и форма их проявления при образовании рудных тел, кулис, столбов и обогащенных участков, при смене по вертикали структурных типов рудовмещающих трещин и морфологических типов рудных тел (структурно-морфологическая зональность), а также пространственно-временные соотношения структур с магматизмом, метаморфизмом и рудоотложением дают обильный материал для прогноза и оценки глубины распространения оруденения.

Известно, например, что оловянное оруденение силикатного и особенно сульфидного типов (месторождения Комсомольского и Кавалеровского рудных районов) с глубоко расположенными массивами гранитоидов, локализованное в хорошо проработанных рудовмещающих трещинных структурах, испытавших неоднократные подновления и раскрытия, протягивается на многие сотни, до тысячи метров по вертикали. В случае очаговокупольных структур глубина оруденения прямо коррелируется с их размерами [4].

Значительной вертикальной протяженностью характеризуются рудоносные зоны кулисного строения, в которых коэффи-

циент вертикальной протяженности (КВП) рудных кулис, представляющий отношение их длины по простиранию к протяженности по вертикали, обычно колеблется от 1 до 3 в минерализованных зонах и жилах (Арсеньевское, Дубровское, Фестивальное, Перевальное и др.), снижаясь до величин меньше единицы в рудных телах со столбовым характером распределения оруденения (Сарыбулак).

На целом ряде месторождений (Комсомольский, Северо-Янский, Кавалеровский рудные районы) устанавливается структурная вертикальная зональность, которая сопровождается изменениями морфологии рудных тел и позволяет выделить уровни различной интенсивности оловянного оруденения:

над- и верхнерудный уровни месторождений с небольшим количеством сравнительно протяженных разрывных нарушений с участками брекчирования пород, реже зияющих трещин. Оруденение в основном жильно-прожилковое небольшой интенсивности;

среднерудный уровень с преобладанием трещинных структур с жильным выполнением, количество которых увеличивается при некотором сокращении их длины. Характерны расширение общего контура оруденения и максимальная его интенсивность;

нижнерудный уровень с преимущественным развитием мелкой трещиноватости и зон расланцевания. Оруденение прожилково-вкрапленное бедное, локализуется в суженных контурах.

На распределение оруденения по вертикали существенное влияние оказывают контактовые поверхности различных по составу пород, пересекаемые крутопадающими рудовмещающими трещинными структурами. Так обогащенными оловом оказываются области пересечения рудоносными структурами контактовой поверхности юрских песчано-сланцевых пород с меловыми вулканогенными образованиями (Чурпунья, Фестивальное и др.). Относительно этой поверхности оруденение распространяется по восстанию и падению секущих структур до 1000 м, причем оптимальный интервал промышленного оруденения составляет порядка 400 м в каждую сторону. Далее оруденение ослабевает и вероятность обнаружения оловорудных тел резко снижается.

Литолого-фациальные критерии. Литология в локализации оловянного оруденения не выступает в качестве самостоятельного критерия и действует в совокупности с другими критериями, однако при прогнозе и оценке оруденения на глу-

бину очень важно знать литологический разрез месторождения, особенности состава вмещающих пород, их пространственные соотношения с рудовмещающими трещинами и проявлениями различных видов метаморфизма, степень активности взаимодействия пород с рудоносными растворами и т. п.

Влияние литологии на развитие рудовмещающих структур и оруденения проявляется весьма разнообразно. На месторождениях Комсомольского, Северо-Янского, Кавалеровского и других рудных районов оловянное оруденение обнаруживает приуроченность к анизотропным толщам флишоидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. При вхождении в алевролитовые толщи оруденение нередко затухает и выклинивается, в то время как в песчаниках мощность его увеличивается и оно рассеивается. Наиболее благоприятным условием значительной вертикальной протяженности оруденения является субогласное залегание с вмещающими породами.

Локализация оруденения в системе пересекающихся трещин, при взаимодействии рудоносных растворов с активной карбонатной вмещающей средой обуславливает формирование неправильных метасоматических рудных тел сложной трубо- и столбообразной формы (Сарыбулак, Мушистон), нередко протягивающихся на многосотметровую глубину.

По восстановлению оруденение обычно прерывается при подходе к породам большей плотности и пластичности. Примерами могут служить карбонатные породы месторождений Трудовое и Карнаб, конформно залегающие на гранитоидах и экраняющие развитое в них оруденение.

Рудогенные критерии. Как и на редкометалльно-оловянных месторождениях, основным рудогенным критерием глубины оруденения полиметалльно-оловянной формации является эндогенная рудно-минеральная зональность с значительно более сложными формами проявления, поскольку наряду с температурой отложения здесь существенное значение приобретает стадийная зональность оруденения.

Общая тенденция стадийной зональности рудоотложения на месторождениях силикатного и сульфидного типов, представляющих единый ряд зональности оруденения полиметалльно-оловянной формации, — последовательная смена снизу вверх и к флангам месторождений рудных и минеральных ассоциаций ранних стадий поздними в связи с прогрессивным развитием рудоконтролирующих трещинных структур и поступлением фрак-

ционированных рудоносных растворов с образованием следующих генерализованных зональных рядов (прямая зональность):

по рудным ассоциациям: Sn, Fe, As → Fe, Cu, Sn, Bi, Zn → Zn, Pb, Sb, Ag;

по минеральным ассоциациям: турмалин-арсенопирит-касситеритовая → хлорит-касситеритовая → колчеданно-сульфидная с касситеритом и станнином → сульфосольно-сульфидная → карбонатно-полиметалльно-сульфидная.

Наиболее перспективные месторождения силикатного типа (Депутатское, Валькумей, Солнечное, Хрустальное, Дубровское) характеризуются преимущественным развитием турмалин-касситеритовой и хлорит-касситеритовой минеральных ассоциаций с отчетливой дифференциацией их в пространстве (низкоградиентная зональность) и подчиненным развитием колчеданно-сульфидной и полиметалльно-сульфидной ассоциаций. Последние чаще встречаются на месторождениях, переходных между силикатными и сульфидными (Арсеньевское, Эге-Хая, Высокогорское), а вместе с сульфосольно-сульфидной минеральной ассоциацией составляют основу колонок эндогенной зональности на месторождениях сульфидного типа (Дальнее, Дальнетаежное, Заречное, Мушистон, Сарыбулак).

При прогрессивно-регрессивном развитии рудовмещающих трещинных структур на ранние турмалин-касситеритовую и хлорит-касситеритовую минерализации продуктивной стадии в их нижних частях могут накладываться минеральные ассоциации поздних стадий с образованием обратной зональности оруденения, как это имеет место на месторождении Придорожное силикатного типа, на котором кварц-карбонатные жилы с арсенопиритом, буланжеритом и сфалеритом [5] располагаются преимущественно на глубоких горизонтах.

Температурная зональность отложения на месторождениях рассматриваемой формации проявляется в рамках минерализации отдельных стадий (особенно в продуктивной) и отражает более тонкие изменения температурных и физико-химических обстановок минералообразования на фоне сравнительно стабильных общих условий рудоотложения. Она выражается в заметных изменениях термоэлектрических свойств типоморфных и парагенных касситериту минералов (арсенопирита, пирита и др.), содержания и состава примесных элементов в главных рудных минералах и минеральных формах отдельных элементов (серебра, висмута). Так, на месторождении Заречное сульфидного ти-

па устанавливается следующий ряд температурной зональности отложения (снизу вверх): матильдит, павонит→кутинаит, штроейерит, наказент→фрейслебенит, миаргирит.

Охарактеризованные виды зональности и особенности их проявления позволяют наметить следующие рудогенные критерии прогноза и оценки глубины распространения оруденения на месторождениях ситалитного и сульфидного типов полиметалльно-оловянной формации.

1. Элементы стадийной и температурной эндогенной зональности могут служить показателями определенных уровней оруденения на месторождениях:

надрудный уровень характеризует полиметалльно-сульфидная (галенит-сфалеритовая) минерализация поздней стадии с типоморфными минералами серебра, содержащими сурьму (миаргирит);

верхнерудный уровень определяет развитие касситерит-сульфосольно-сульфидной (сульфостаннат-сульфоантимонитовая) минерализации с минералами серебра, содержащими сурьму, свинец и медь (кутинаит, наказент, штроейерит, фрейслебенит);

средне- и, отчасти, нижнерудный уровни характеризуют хлорит-касситеритовая и турмалин-касситеритовая ассоциации с минералами серебра, содержащими медь и висмут (матильдит, кутинаит, павонит).

2. Низкоградиентная зональность оруденения, при которой минеральные ассоциации разных стадий сменяют одна другую по вертикали без существенных перекрытий и характеризуются достаточно протяженными интервалами малоизменяющейся минерализации каждой стадии, указывает на значительную, измеряемую многими сотнями метров, протяженность промышленного оловянного оруденения.

3. Вертикальный диапазон оруденения в рудных телах близповерхностных месторождений с резко телескопированной минерализацией разных стадий и сокращенными интервалами каждой из них (высокоградиентная зональность) ограничен десятками-первыми сотнями метров.

4. Проявление элементов обратной зональности, выражающейся в развитии на нижних горизонтах месторождений поздних минеральных ассоциаций, наложенных на более высокотемпературную минерализацию продуктивных стадий, свидетельствует о вероятном скором выклинивании оловянного оруденения.

В заключение необходимо отметить, что задачи прогноза и оценки глубины рас-

пространения оруденения на разнотипных оловорудных месторождениях наиболее успешно решаются с применением всей совокупности имеющихся важнейших геологических критериев и возможным использованием комплекса дополнительных прогнозно-оценочных критериев, базирующихся на отдельных методах исследований (морфоструктурный, геохимический, термоэлектрический, кристалломорфологический, типогеохимический, термобарометрический и др.), которые не представляется возможным рассмотреть в рамках настоящей статьи.

Эффективность и надежность получения параметров вертикального диапазона разнотипного оловянного оруденения во многом зависит от представительности первичных данных, положенных в основу прогнозно-оценочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района/Под ред. Е. А. Радкевич. — М.: Наука, 1980.
2. Геология оловорудных месторождений СССР/Под ред. С. Ф. Лугова. — М.: Недра, 1986.
3. Маршукowa Н. К., Павловский А. Б., Сидоренко Г. А. Натанит и его парагенезисы в оловорудных месторождениях//Проблемы генетической и прикладной минералогии. М., 1990.
4. Митрофанов Н. П., Никулин В. Н. Строение купольных структур Кавалеровского рудного района (Приморье)//Докл. АН СССР. Т. 297. № 1. С. 153—156.
5. Некоторые структурные и минералого-геохимические особенности Придорожного оловорудного месторождения/А. М. Крокорин, П. Г. Коростылев, Е. А. Радкевич и др./Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 261—264.
6. Павловский А. Б. Формационные, минеральные и геолого-промышленные типы оловорудных месторождений//Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М., 1990. С. 199—209.
7. Павловский А. Б. Зональность оруденения как основа прогноза и оценки оловорудных месторождений в складчатых областях//Повышение эффективности научного обоснования локального прогноза месторождений рудных полезных ископаемых. М., 1987. С. 112—114.
8. Политов В. К. Факторы локализации оловянных руд Каньонского месторождения//Структура, минералогия и зональность оловорудных месторождений Северо-Востока СССР в связи с вопросами локального прогноза. М., 1983. С. 22—35.
9. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. — М.: Недра, 1971.
10. Столяров И. С. Контактный метаморфизм и вопросы прогнозирования оловянного оруденения//Новые данные по геологии месторождений олова. М., 1992. С. 61—67 (Тр. ВИМСа).
11. Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова/Б. В. Макеев, А. Б. Павловский, В. Т. Покалов и др. — М.: Недра, 1983.

Основные типы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений в осадочных породах

Г. А. МАШКОВЦЕВ, В. Н. ЩЕТОЧКИН, Я. М. КИСЛЯКОВ

Инфильтрационные месторождения урана занимали одно из ведущих мест в структуре сырьевой базы атомной промышленности бывшего Союза [9]. При сравнительно низких концентрациях основного и попутных компонентов они относятся к высокорентабельным объектам за счет возможности применения при эксплуатации эффективного способа скважинного подземного выщелачивания (ПВ). Общим свойством генетического класса инфильтрационных урановых месторождений является окислительная рудоконтролирующая зональность, однако, различия геологических условий ее проявления предопределили значительное разнообразие геолого-промышленных типов объектов (таблица). Последние по тектоническим и геолого-структурным обстановкам рудообразования, определяющим инфильтрационный режим осадочно-породных бассейнов, соответствуют трем группам: месторождения молодых платформ, подвергшихся синорогенной тектонической активизации; месторождения межгорных впадин и прогибов эпиплатформенных орогенных поясов; месторождения эрозионных палеодолин, врезанных в породы фундамента древних щитов и складчатых областей.

Первая группа представлена пластово-инфильтрационными месторождениями Притяньшаньской урановорудной мегапровинции, расположенной в юго-восточной части Туранской плиты на стыке с современными горными сооружениями Тянь-Шаня. В сходной геологической обстановке формировались непромышленные грунтово-инфильтрационные месторождения Южного Тургай (Лунное, Лазаревское, Тюлюсайское), а также пластово-инфильтрационные объекты южной части Скифской плиты — Эшкакское древнеэпигенетическое (позднеюрского возраста) месторождение на Эльбрус-Кисловодском выступе и Джеметинское рудопроявление вблизи Анапы.

Анализ и обобщение материалов по Притяньшаньской урановорудной мегапровинции [3, 5, 6, 10, 11, 16—19, 23, 25—28, 33], выступающей в качестве грандиозной современной рудообразующей системы, позволяют охарактеризовать базовую рудогенетическую модель следующим перечнем факторов.

1. Основная геотектоническая предпо-

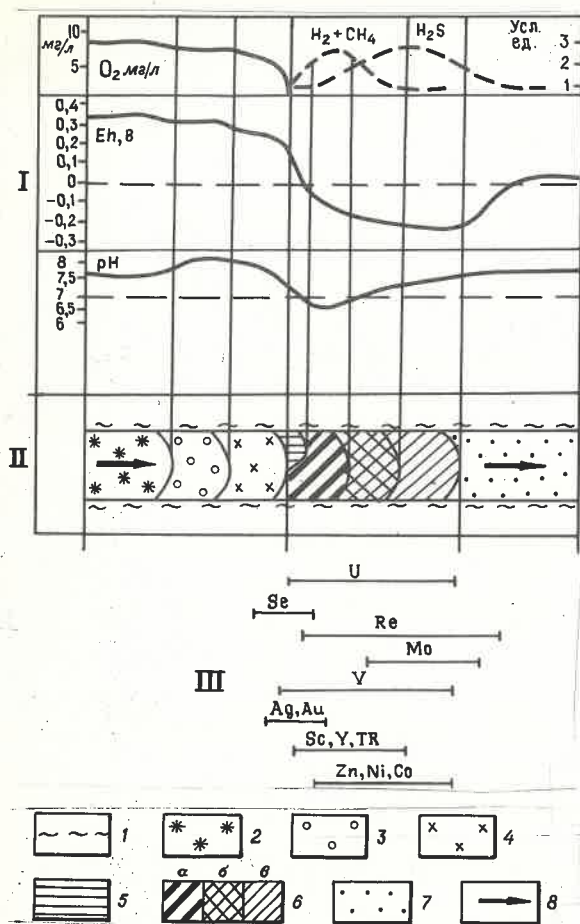
сылка — синорогенная («суборогенная») активизация Туранской плиты, обусловленная воздыманием Тяньшаньского орогена и сопровождающаяся малоамплитудными горообразовательными движениями в переходной зоне с дифференцированными перемещениями тектонических блоков.

2. Климатическая предпосылка рудообразования — господство в неоген-четвертичное время засушливого климата умеренно теплых пустынь и полупустынь с небольшим количеством осадков (150—200 мм/год) и суровыми малоснежными зимами, что способствует редуцированию гумусированных почв и беспрепятственному проникновению кислорода в подземные воды.

3. Гидродинамическая предпосылка — становление инфильтрационного режима в сфере затрудненного водообмена артезианских бассейнов вследствие разности высотных отметок областей питания и очагов разгрузки.

4. Характер исходных рудоформирующих растворов определяется содержаниями кислорода 10—0,05 мг/л, гидрокарбонат-иона 80—450 мг/л, сульфат-иона 0,1—1 г/л, переменным количеством натрия, кальция, магния. Значения Eh варьируют от +600 до +200 мВ, pH в пределах 6,7—8,5 (чаще всего 7,5—7,8). Полезные компоненты находятся в виде комплексных преимущественно анионных форм — $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, HSeO_3^- , SeO_3^{2-} , MoO_4^{2-} , ReO_4^- и т. д.

5. На фоне общей смены слабоминерализованных гидрокарбонатных подземных вод солоноватыми и слабосолеными в основном хлоридными водами проявлена локальная гидрогеохимическая зональность, выраженная в резкой барьерной смене окислительных (по железу) кислородсодержащих растворов восстановительными бескислородными, а также в подкислении среды в зоне активного окисления дисульфидов железа [10, 19]. Понижение Eh определяет осаждение элементов переменной валентности (U, Se, Mo, Re, V), а подкисление растворов — миграцию и перераспределение многих других микрокомпонентов. Для объяснения эффекта концентрирования в урановых рудах слабоподвижных редких, редкоземельных и благородных металлов [16, 17, 19] допускается влияние элек-



Генерализованный профиль пластовой окислительной зональности с участками рудоосаждения (по Е. М. Шмариовичу):

1 — глинистые водоупорные породы; пластовая окислительная рудоконтролирующая зональность в проницаемых песчанниках: зона пластового окисления с подзонами: 2 — полного, 3 — неполного, 4 — частичного окисления; зона уранового оруденения с подзонами: 5 — разрушающихся, 6 — формирующихся (а — богатых и рядовых, б — бедных, в — ореола) руд; 7 — зона безрудных сероцветных пород; 8 — направление инфильтрации кислородных вод; I — гидрогеохимические параметры, II — профиль эпигенетической зональности, III — положение зон рудоосаждения

трохимических явлений, связанных с природным гальваническим элементом [31].

6. По характеру источника, миграционной и рудообразующей способности можно выделить компоненты: *фоновые, сквозной транспортировки* — Na, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, источником которых являются все формации на путях транспортировки вод; *рудные, интенсивного привноса* — Se, U, Mo, Re, извлекаемые из пород удаленных областей питания и транзита; *сопутствующие, незначительного привноса* — Zn, Pb, Cu, Ni, Co, As, Cd, Ag, заимствованные из пород областей транзита; *сопутствующие, местного перераспределения* — Sc, Y, TR, V, Mn, Fe,

поступающие из активно окисляющихся пород в области геохимического барьера.

7. Рудоконтролирующая эпигенетическая зональность (рисунок) выражена в смене зон: 0 — эпигенетически неокисленных безрудных сероцветных пород; 1 — рудонакопления с подзонами: 1а — ореольных концентраций урана, 1б — бедных, 1в — рядовых и богатых урановых руд; 2 — окисления с подзонами: 2а — разрушающихся урановых руд (окислительного выщелачивания урана без окисления Fe²⁺-минералов), 2б — частичного, 2в — неполного и 2г — полного окисления (лимонитизации).

8. Микробиологическая зональность представлена сменой тионовых сульфатобразующих бактерий зоны окисления метан-, водород- и сероводородобразующими микроорганизмами рудной зоны и, наконец, денитрифицирующей целлюлозоразлагающей микрофлорой [6, 11]. Соответствующие с этой зональностью окислительные преобразования углистого вещества фиксируются направленными изменениями их химических и физических свойств [6].

9. Минералого-геохимическая зональность проявлена в преимущественном накоплении селена (самородный γ-селен и ферроселит) в тылу урановорудного ролла, преобладании в рудной зоне ассоциирующих с дисульфидами железа настурана и коффинита, наличии молибденовой главным образом иордизитовой минерализации и рения в передовых частях ролла и подзоне ореольных концентраций урана.

10. Полиэлементность инфильтрационных месторождений обусловлена проявленностью следующих геохимических барьеров: *восстановительного*, определяющего осаждение элементов переменной валентности; *сероводородного*, обуславливающего концентрацию халькофильных элементов (Fe, Zn, Cu, Pb, Ti и др.); *кислотного*, вызывающего осаждение совместно мигрирующих в щелочных водах V(V) и U(VI) с образованием уранил-ванадатной минерализации в подзоне частичного окисления; *щелочного* (нейтрализационного), способствующего накоплению элементов кислотной среды миграции — Sc, Y, TR, Mn, Fe, V(IV) и др.; *сорбционного*, выраженного в накоплении части урана и других металлов на природных сорбентах — оксидах Fe³⁺ и Mn⁴⁺, углистых и фосфатных остатках, обломочных титановых минералах и т. п.

С момента открытия в 1954 г. месторождения Учкудук первоначально практически все инфильтрационные урановорудные объекты было принято относить к

Типизация инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений

Типовые обстановки формирования месторождений и их геологические особенности		Геолого-промышленные типы полиэлементных существенно урановых месторождений	
	Чу-сарысайский (1), кызылкумский (2)	Ферганский (1), кольджатско-нижнеильский (2), амалатский (3), харатский (4)	Деваловский (1), санарский (2), витимский (3), далматовско-семизбайский (4)
Тектоническая обстановка рудообразования	Участки молодых платформ, сопредельные с крупными горными сооружениями, подвергшиеся новейшей синорогенной тектонической активизации с дифференцированными блоковыми перемещениями	Кайнозойские (1, 4) и мезозойские (2, 3) эпиплатформенные орогенные пояса в областях байкальской, каледонской и герцинской складчатости	Щиты древних платформ (1) и области завершённой складчатости (2, 3, 4), испытавшие новейшую (1, 2, 3) или мезозойскую (4) тектоническую активизацию со слабо дифференцированным сводовым воздыманием
Геолого-структурная обстановка рудообразования	Впадины и прогибы второго (1) и третьего (2) порядков, обрамленные выступами фундамента	Межгорные впадины и прогибы	Эрозионные палеодолины, врезанные в породы кристаллического основания
Гидрогеологические условия рудообразования	Артезианские бассейны платформенного типа с устойчивым инфильтрационным гидродинамическим режимом	Артезианские бассейны межгорного типа с чередованием во времени инфильтрационного и эксфильтрационного гидродинамических режимов	Малые артезианские бассейны палеодолинного типа с инфильтрационным гидродинамическим режимом, иногда (3, 4) сменяющимся застойными условиями
Области транзита пластовых и грунтовых кислородсодержащих вод			
Рудоносные формации	Мел-палеогеновые прибрежно-морские и континентальные терригенные сероцветные формации	Палеогеновые платформенные морские терригенно-карбонатные формации (1), триас-юрские (2) и нижнемеловые (3, 4) континентальные угленосные молассы	Кайнозойские платформенные сероцветные литогенные терригенные (1, 2) и терригенно-базальтовые (3) формации, позднеюрско-раннемеловые континентальные пестроцветные терригенные формации переходного (от орогенного к платформенному) типа (4)
Рудоносные горизонты	Проницаемые горизонты (мощностью до первых десятков метров) сероцветных аллювиальных, дельтовых, прибрежно-морских песков и гравийников среди водоупорных глин и алевролитов	Маломощные (первые метры) горизонты трещиноватых, стратифицированных и пористых известняков среди водоупорных глин и алевролитов (1); залежи бурых углей, контактирующих с проницаемыми (на момент рудообразования) песчаниками и гравелитами (2); мощные толщи и отдельные горизонты сероцветных песчаников, гравелитов, алевролитов и паттумов, обогащенных углефицированным веществом (3, 4)	Проницаемые горизонты сероцветных, часто углистых песков, гравийников, конгломератов и паттумов среди водоупорных глин, алевролитов, аргиллитов
Подстилающие и обрамляющие породы (рудообразующие формации)	Магматические, метаморфические и метасоматические образования древнего основания с повышенными (относительно кларка) содержаниями урана (гранитоиды, кислые эффузивы, гнейсы, мигматиты, углеродисто-кремнистые сланцы, грейзены и др.); проницаемые терригенные отложения рудовмещающих толщ с повышенными (относительно кларка) содержаниями урана		
Формации и события времени рудообразования	Континентальные буроцветные и красноцветные молассоиды неоген-четвертичного времени	Континентальные буроцветные (1, 4) и красноцветные (1, 2, 3) молассы и молассоиды неоген-четвертичного (1, 4), позднемелового (3) и мальм-неокомского (2) времени	Перерывы в осадконакоплении неоген-четвертичного или мезозойского времени (1, 2, 3), континентальные красноцветные молассы и молассоиды мальм-неокомского возраста (4)

Климатические условия
времени рудообразо-
вания

Экстрааридные, аридные и семиаридные условия, характерные для жарких и умеренно теплых пустынь, полупустынь, степей и саванн

Масштаб и промышлен-
ная ценность месторож-
дений, морфологические
особенности рудных за-
ледей

Пригодные для ПВ весьма крупные (1) и крупные (2) месторождения с протяженными (километры — десятки километров) ролло- и лентообразными рудными залежами простой и сложной морфологии

Крупные (2, 3), средние и мелкие (1, 3, 4) место-
рождения с рудными залежами: ролло- и ленто-
образными протяженностью до первых километ-
ров (1), маломощными плащеобразными значи-
тельной (первые десятки километров) протяжен-
ности с большими запасами безрудных энерге-
тических углей (2), линзо- и лентообразными
протяженностью сотни метров (3, 4)

Пригодные для ПВ преимущественно средние и
мелкие месторождения с плаще- и линзообразны-
ми рудными залежами протяженностью сотни
метров

Минеральный состав
руд и их геохимические
особенности

Коффинит-настурановые руды с Se, Mo, Re, V, Y, Sc, TR и другими элементами

Рудоконтролирующая
зональность и особен-
ности эпигенетических
изменений

Окислительная рудоконтролирующая пластовая
зональность (1, 2) и синхронные стадийные про-
явления термального восстановительного эниге-
неза, способствующего созданию контрастных
восстановительных барьеров (2)

Окислительная рудоконтролирующая грунтовая
(1, 2, 3, 4) и пластовая (3, 4) зональности. Зоны
грунтовой и пластовой лимонитизации иногда
(3, 4) частично или полностью обеслены поструд-
ными восстановительными процессами

Тип оруделения (по ус-
ловиям зарождения и
миграции рудообразую-
щих растворов)

Пластово-инфильтрационный

Пластово-инфильтрационный (1, 2, 3) и грунто-
во-инфильтрационный (2, 4)

Грунтово-инфильтрационный (1, 2, 3, 4), реже
пластово-инфильтрационный (3, 4)

Характер геохими-
ческого барьера, опре-
деляющего рудона-
копление

Восстановительный с сингенетическими (1),
эпигенетическими и сингенетическими (2) вос-
становителями

Восстановительный с эпигенетическими (1) и
сингенетическими (2, 3, 4) восстановителями,
сорбционно-восстановительный (2)

Восстановительный (1, 2, 3, 4) и сорбционно-
восстановительный (1, 2) с сингенетическими
восстановителями

Современное геостру-
турное положение, опре-
деляющее ведение по-
исковых работ

Соответствует эпохе рудообразования

Соответствует эпохе рудообразования (1, 4) или
отвечает межгорным впадинам современных
горных сооружений (2, 3)

Соответствует эпохам рудообразования и нако-
пления рудовмещающей формации (1, 2, 3) или
характеризуется приуроченностью к основанию
чехла молодых платформ (4)

Примеры месторожде-
ний

Инкайское, Канжуганское, Карамурунское,
Уванасское в Южном Казахстане (1), Буки-
найское, Сугралинское, Учкулдское в Узбе-
кистане (2), Шерли Бейсин и др. в США

Майлисуйское и Шакартарское в Узбекистане
(1), Нижнеилийское и Кольджатское в Южном
Казахстане, Туракавакское и Джильское в Се-
верном Кыргызстане (2), Имское и Степное в
Забайкалье (3), Харатское и Цаганнуурское в
Центральной Монголии

Девладовское и Братское на Украинском крис-
таллическом щите (1), Санарское и Копилское
на Урале (2), месторождения Хиандинского ру-
дного поля на Витимском плато в Забайкалье
(3), Семизбайское в Северном Казахстане, Да-
лматовское в Зауралье (4)

единому «учкудукскому» типу, хотя даже в пределах Притяньшаньской ураноносной мегапровинции они достаточно разнообразны. В настоящее время целесообразно выделять два самостоятельных типа — чу-сарысуйский и кызылкумский. Различия между ними прежде всего определяются размерами вмещающих артезианских бассейнов и протяженностью фронтов рудоконтролирующих зон пластового окисления. Некоторую специфику этим типам придает характер рудоосаждающего восстановительного барьера.

Месторождения чу-сарысуйского типа располагаются в крупнейших периферических синеклизах Туранской плиты — Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской впадинах, площадь каждой из которых около 150 тыс. км². Значительными величинами (десятки тысяч квадратных километров) оцениваются и площади развития пластово-окисленных пород. Суммарная протяженность рудоносных фронтов выклинивания подобных «региональных» зон пластового окисления — многие сотни километров. Крупные по масштабам урановородные объекты в основном группируются в трех непрерывных рудных полосах, составляя отдельные их части. Так, Инкай-Мынкудукская и Канжуган-Торткудукская полосы, приуроченные соответственно к меловым и палеогеновым отложениям, находятся в Чу-Сарысуйской впадине, Карамурун-Харасанская («меловая») — в Сырдарьинской депрессии. Урановое оруденение локализовано в зоне мало контрастного восстановительного барьера, обусловленного относительно низкими содержаниями в породах углестого вещества ($0,0n - 0,0n\% \cdot C_{орг}$) и дисульфидов железа. Поэтому на месторождениях преимущественно развиты бедные и убогие руды, пригодные для отработки исключительно способом скважинного подземного выщелачивания. Это, по существу, генотип пластово-инфильтрационного рудообразования.

Месторождения кызылкумского типа приурочены к значительно меньшим по размерам артезианским бассейнам, обрамляющим систему выступов палеозойского фундамента в пределах Центрально-кызылкумского сводового поднятия. Развиваемые вблизи выступов зоны пластового окисления имеют более ограниченное распространение, а фронты их выклинивания — небольшую протяженность. Это сказывается на размерах месторождений, среди которых чаще встречаются средние по масштабу объекты. Вместе с тем руды характеризуются более высоким качеством, так как наряду с сингенетическими восстановителями здесь существен-

ную роль играют и эпигенетические, связанные с наложенными процессами битуминизации и пиритизации пород [12, 29, 30]. На ряде месторождений присутствуют богатые гематит-настуран-черниевые и сульфидно-настуран-черниевые руды «восстановления», сформированные на флюидном восстановительном барьере. Последний проявился на участках гидравлических завес, обусловленных взаимодействием ураноносных кислородных инфильтрационных пластовых вод и внедряющихся по разломам термальных восстановительных растворов [1, 2, 4, 30, 32].

Своеобразие месторождений кызылкумского типа определяется их положением в пределах крупного сводового поднятия, отделяющего Сырдарьинскую впадину от нефтегазоносной Бухаро-Хивинской. В пределах Центральнокызылкумского поднятия развитие зон пластового окисления в плиоцен-антропогеновое время происходило на фоне дифференцированных тектонических движений по многочисленным разрывным нарушениям, что создавало благоприятные предпосылки для проявления термального восстановительного эпигенеза. Поступавшие по разломам в водоносные горизонты горячие растворы в северной части сводового поднятия были существенно углекислыми, а на юге (вблизи Бухаро-Хивинской впадины) — более углеводородными.

Урановородные объекты второй группы представлены четырьмя геолого-промышленными типами. Все месторождения являются древнеэпигенетическими мезозойского (амалатский и кольджатско-нижнеилийский типы) и кайнозойского (харатский и ферганский) возраста.

Общность тектонических обстановок рудообразования определяется приуроченностью рассматриваемых объектов к эпиплатформенным орогенным поясам, возникновению которых предшествовали более или менее длительные этапы тектонической стабилизации. Однако время заложения поясов и возраст их складчатого фундамента существенно различаются. Месторождения ферганского типа, известные в северном борту Ферганской долины, располагаются в пределах Тянь-Шаня, являющегося фрагментом Центральноазиатского кайнозойского орогенного пояса, включающего также ряд горных областей Юго-Восточного Казахстана, юга Сибири, Монголии (где находится месторождение Харат) и прилегающих территорий Китая. В пределах одноименного мезозойского орогенного пояса формировались месторождения кольджатско-нижнеилийского и амалатского ти-

пов. Первый объединяет урано-угольные месторождения Южного Казахстана (Кольджатское, Нижнеилийское) и Северного Кыргызстана (Джилейское, Туракавакское), второй представлен Имским и Степным месторождениями в Забайкалье. Указанные орогенные пояса, развивавшиеся в достаточной степени автономно, охватывали разновозрастные области завершённой складчатости — байкальской, каледонской, герцинской.

Рудообразование осуществлялось в пределах межгорных впадин и прогибов, осадочное выполнение которых позволяет реставрировать морфологические особенности древних горных сооружений. Впадины и прогибы имеют различную историю развития. Широкая клиновидная Ферганская впадина в палеогене входила в состав Туранской плиты и в ней накапливались осадки морского шельфа. Преобразование морского залива в межгорный прогиб началось в конце олигоцена, что и определило двучленное строение кайнозойского разреза, отражающего смену рудовмещающего плитного комплекса орогенным. Линейные приразломные впадины с месторождениями остальных трех типов — структурно-вещественное выражение существования мезозойского орогенного пояса. Они полностью выполнены континентальными молассами и молассоидами (в т. ч. угленосными), особенности строения которых свидетельствуют о направленном затухании тектонических движений. На этапе рудообразования, характеризовавшемся умеренными тектоническими дифференцированными движениями, межгорные впадины представляли собой малые артезианские бассейны с неустойчивым инфильтрационным гидродинамическим режимом, часто сменяемым эксфильтрационным.

Наиболее ценны урано-угольные (с молибденом) месторождения кольджатско-нижнеилийского типа, два главнейших представителя которых (Нижнеилийское и Кольджатское) вмещают крупные запасы не только урана, но и бурых углей, являясь объектами биэнергетического сырья [13, 15, 21, 22, 32]. Рудопроявления данного типа известны во многих триас-юрских угленосных впадинах Урало-Казахстано-Алтайского региона и имеют преимущественно позднечуковский возраст. На этих месторождениях и рудопроявлениях помимо пластового окисления широко развиты зоны грунтового окисления, сформированные безнапорными водами сферы свободного водообмена. Часто эти зоны контролируют наиболее масштабные рудные залежи. Основная масса уранового оруденения сосредоточена в бурых углях

на контактах с окисленными проницаемыми песчаниками. Вследствие высокой контрастности рудоосаждающего барьера в урановых рудах в промышленно значимых количествах присутствует молибден. Характерно обилие попутных полезных компонентов, в т. ч. халькофилов и редких элементов-гидролизатов (Y, TR, Sc, Be, Zr), мигрантных в кислотной среде. Последняя в основном обусловлена окислением буроугольного вещества, сопровождаемым генерацией органических кислот. Помимо разнообразных минеральных форм, значительные количества микрокомпонентов, очевидно, находятся в сорбированном виде на природных ионообменных смолах.

В аналогичных раннемеловых угленосных впадинах Забайкалья размещаются рудные объекты амалатского типа, например, Имское месторождение в Северной Бурятии. Как и в предыдущем случае, древние мезозойские (позднемеловые) рудоконтролирующие зоны пластового окисления представлены главным образом красноокрашенными породами, внешне сходными с первичными красноцветами. Сходство усиливается развитием «красноцветного» окисления в мощных (сотни метров) грубообломочных толщах конгломератов и паттумов, хотя оруденение локализовано в относительно маломощных пачках и горизонтах, обогащенных углистым веществом. Специфика Имского месторождения — проявленность, помимо окислительного эпигенеза, восстановительных процессов, в т. ч. термальных, по стадийности и минералогическим особенностям сходных с урановорудной гидротермальной аргиллизацией.

В аналогичной по возрасту Чойренской впадине Монголии известно достаточно крупное месторождение Харат, контролируемое более молодой (неогенового возраста) зоной грунтового окисления, сложенной лимонитизированными породами. Руды харатского типа содержат многочисленные попутные полезные компоненты и по этому показателю близки к ураноносным углям.

К ферганскому типу относятся небольшие по масштабу и уже отработанные месторождения Майлису и Шакаптар, оруденение которых локализовано в горизонтах палеогеновых известняков, залегающих среди глинистых водоупоров и характеризующихся развитием пластово-трещинных вод [14, 20, 24]. На месторождении Майлису впервые в Евразии установлена связь уранового оруденения с зонами пластового окисления и описана рудоконтролирующая эпигенетическая зональность [14], близкая к проявленной

на урановорудных объектах Притяньшаньской мегапровинции. В отличие от последних инфильтрационное урановое оруденение северного борта Ферганской впадины полностью сформировано в миоценовую эпоху и в настоящее время вследствие интенсивных горообразовательных движений либо подвергается эрозии, либо захоронено в восстановительной обстановке в результате смены инфильтрационного гидродинамического режима эксфильтрационным.

Большинство месторождений третьей группы, локализованных в малых артезианских бассейнах палеодолинного типа, весьма сходно по геологическим особенностям. Сходство прежде всего определяется единой морфологией палеодолин, представляющих собой системы протяженных ветвящихся эрозионных врезов в цоколе, сложенном кристаллическими (часто гранитоидными) породами или складчато-метаморфизованными комплексами. Палеодолины характеризуются уплощенными днищами, слабонаклоненными по направлению течения реки, и довольно крутыми бортами. Субгоризонтально залегающие преимущественно аллювиальные осадки в бортовых частях палеодолин прислоняются к породам трещиноватого фундамента, вследствие чего обычно и осуществляется питание подземными водами. При значительной протяженности палеодолин (многие километры — десятки километров) их ширина, как правило, не превышает 1—1,5 км. Максимально проницаемы для рудообразующих кислородных вод грубообломочные породы нижних частей разреза, в которых размещаются самые крупные рудные тела. Это позволяет некоторым исследователям относить данные урановые месторождения к «базальному типу» [8].

Среди месторождений третьей группы есть объекты как молодого (неоген-четвертичного или четвертичного) возраста, так и более древнего, мезозойского. К последним относятся месторождения далматовско-семизбайского типа, локализованные в позднелюрских палеодолинах периферических частей Западно-Сибирской плиты. Большая их часть располагается в Курган-Павлодарском ураноносном поясе. Наиболее крупный их представитель — Семизбайское месторождение в Северном Казахстане [7]. Урановое оруденение приурочено к сероцветным породам и контролируется ныне восстановленными (обеденными) зонами пластового окисления раннемелового (неокомского) возраста.

Древнеэпигенетическими, но уже более молодого, неогенового возраста являются, по-видимому, месторождения Витимского

плато в Северной Бурятии (витимский тип), рудовмещающие сероцветные толщи которых перекрыты мощными покровами платобазальтов [8]. Некоторым своеобразием отличается набор элементов-спутников в урановых рудах. При практически полном отсутствии обычных сопутствующих компонентов. [Se, Mo, Re) отмечается существенная примесь Y, TR и ряда других редких элементов-гидролизатов, что объясняется, с одной стороны, геохимической специализацией подстилающих гранитов, а с другой — повышенной кислотностью рудообразующих вод вследствие предполагаемого сольфатарного эффекта за счет подпитки грунтового потока восходящими сероводородно-углекислыми водами, и сейчас встречающимися на месторождениях Хиагда и Кориконда.

Современными зонами грунтового окисления контролируется урановое оруденение в неогеновых палеодолинах Украинского кристаллического щита (Девладовское, Братское и другие месторождения, представляющие украинский тип) и древнечетвертичных аллювиальных осадках Санарского месторождения на Южном Урале. В последнем случае рудные залежи тяготеют к гидравлическим окнам, связанным с разрывом глинистой коры выветривания и создающим предпосылки разгрузки в аллювий трещинных вод, циркулирующих в ураноносных гранитах. По геологическим особенностям Санарка близка к «поверхностным месторождениям», известным в Юго-Западной Канаде и сопредельных частях США [34, 35].

В целом для месторождений третьей группы свойственно наличие геохимически специализированного, ураноносного субстрата, чаще всего представленного гранитоидами. Это определяет возможность пластово- и грунтово-инфильтрационного рудообразования в условиях семиаридного и даже гумидного климата.

С учетом необходимости обеспечения атомной промышленности России отечественным дешевым урановорудным сырьем можно утверждать, что поиски инфильтрационных месторождений относятся к одному из приоритетных направлений геологоразведочных работ. Анализ поисковой изученности территории на обнаружение урановорудных объектов разных типов позволяет наметить основные задачи дальнейших исследований.

Вследствие климатических, геотектонических и гидрогеологических факторов перспективы выявления крупных пластово-инфильтрационных месторождений чусарысуйского и кызылкумского типов в пределах эпигерцинских (подвижных)

платформ — Западно-Сибирской и Скифской — следует признать довольно ограниченными. Тем не менее определенный интерес могут представлять структуры, аналогичные Бийско-Барнаульской впадине, где в олигоцен-миоценовых отложениях известны инфильтрационные уранонакопления в связи с грунтовым и пластовым окислением (Михайловское месторождение и др.).

Более широкими представляются возможности выявления промышленных урановых месторождений в системах межгорных впадин и прогибов кайнозойского, мезозойского и, вероятно, палеозойского возраста. В подобных депрессионных структурах, помимо месторождений четырех охарактеризованных типов, могут быть обнаружены и иные инфильтрационные урановорудные объекты, в т. ч. контролируемые древними, домезозойскими зонами окисления, аналогичными установленным на Усть-Уюкском и Онкажинском месторождениях в Улугхемском прогибе Тувы.

Еще более перспективным представляется выявление относительно небольших по размерам объектов в эрозионных палеодолинах, в т. ч. прямых аналогов «поверхностных» месторождений с рудными залежами на небольших глубинах, пригодными для отработки с помощью мобильных горнодобывающих комплексов при небольших капитальных затратах. Для поисков месторождений в эрозионных палеодолинах привлекают внимание районы Зауралья, южных частей Западной и Восточной Сибири, Дальнего Востока. При наличии ураноносных пород в областях питания подземных вод эти месторождения могут формироваться в широком диапазоне климатических условий. По потенциальной рудоносности эрозионные палеодолины существенно превосходят другие депрессионные структуры, однако, сдерживающим фактором поисков является сложность их обнаружения, требующая существенных объемов картографического бурения.

Наличие на территории России двух обширных древних платформ — Восточно-Европейской и Сибирской — делает актуальным вопрос о возможности выявления в их пределах инфильтрационных месторождений нетрадиционных типов. Одним из них может быть прикамский тип, представленный Черепановским и Виноградовским месторождениями в Западном Приуралье. Оруденение располагается в эрозионных палеодолинах, отвечающих внутриформационным врезам пермской пестроцветной толщи. Однако основные перспективы древних платформ, вероятно,

связаны с возможностью обнаружения эксфильтрационных уран-сульфидных и уран-битумных месторождений восстановительного класса.

Таким образом, одной из важнейших проблем является прогнозирование древнеэпигенетических месторождений, образованных в иных, отличных от современных тектонических, климатических и гидрогеологических условиях. Подобные месторождения могли формироваться в различных геологических структурах — в межгорных впадинах и прогибах, в пределах древних и молодых платформ. Для целенаправленного поиска древнеэпигенетических объектов необходима специализированная типизация осадочных бассейнов России с учетом проявленности как инфильтрационных окислительных, так и эксфильтрационных восстановительных процессов. В соответствии с этим чрезвычайно важной является задача повышения достоверности палеореконструкций тектонических, климатических и гидрогеологических обстановок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов С. Г., Шеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Сов. геология. 1970. № 4. С. 110—119.
2. Булатов С. Г., Шеточкин В. Н. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения, наложенного на окисленные породы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 38—52.
3. Гидрогенные месторождения урана / Под ред. А. И. Перельмана. — М.: Атомиздат, 1980.
4. Два класса руд и рудоконтролирующей пластовой зональности на эпигенетическом месторождении урана / Е. М. Шмариович, Г. А. Машковцев, А. И. Рослый и др. // Сов. геология. 1974. № 7. С. 56—68.
5. Каширцева М. Ф. Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. — М.: Недра, 1970.
6. Кисляков Я. М., Урманова А. М., Шугина Г. А. Соотношение термоаналитических свойств углистого вещества и микробиологических сообществ на экзогенно-эпигенетических урановых месторождениях // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1990. С. 162—181.
7. Кондратьева И. А., Боброва Л. Л., Нестерова М. Н. Роль пострудных процессов в преобразовании древнего инфильтрационного уранового месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 1. С. 70—90.
8. Коченов А. В., Халезов А. Б., Шмариович Е. М. О минералого-геохимических особенностях инфильтрационных урановых месторождений «базального» типа // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 1. С. 123—132.
9. Лаверов Н. П., Величкин В. И., Шумилин М. В. Урановые месторождения стран Содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология рудных месторождений. 1992. № 2. С. 3—18.
10. Лисицын А. К. Гидрогеохимия рудообразования. — М.: Недра, 1975.
11. Лисицын А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных

- геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации//Изв. АН СССР Сер. геол. 1967. № 1. С. 31—44.
12. *Морфология и состав термальных эпигенетических новообразований на гидрогенном месторождении урана*/Г. А. Машковцев, И. И. Ткаченко, В. Н. Щеточкин и др.//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 119—131.
 13. *Некрасова З. А.* К вопросу о генезисе уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах. М., 1957. С. 37—54.
 14. *Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах*/Холодов, А. К. Лисицин, Г. В. Комарова//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 61—63.
 15. *Окислительные преобразования углистого вещества инфильтрационных месторождений*/Я. М. Кисляков, А. М. Урманова, В. А. Успенский и др.//Геология рудных месторождений. 1990. № 6. С. 56—70.
 16. *Поведение иттрия и лантановидов в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шмариович, М. Ф. Максимова, К. Г. Бровин и др.//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 6. С. 39—53.
 17. *Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе*/Е. М. Шмариович, Л. И. Полупанова, Б. И. Натальченко и др.//Литология и полезные ископаемые. 1989. № 1. С. 83—92.
 18. *Промышленные типы урановых месторождений и методика их поисков*/Под ред. Ю. М. Шувалова. — Л.: Недра, 1984.
 19. *Распределение микроэлементов в рудоформирующих пластовых водах инфильтрационных месторождений*/Е. М. Шмариович, Р. И. Гольдштейн, Ю. П. Салмин и др.//Литология и полезные ископаемые. 1992. № 1. С. 91—105.
 20. *Рослый А. И.* О локализации уранового оруденения в карбонатных породах//Литология и полезные ископаемые. 1975. № 1. С. 84—97.
 21. *Столяров А. С., Расулова С. Д.* Основные черты эпигенетических урано-угольных месторождений//Условия образования редких и цветных металлов. М., 1980. С. 186—195.
 22. *Успенский В. А., Кисляков Я. М.* Рудоконтролирующая окислительная зональность древне-эпигенетических урано-угольных месторождений и закономерности преобразования бурых углей//Литология и полезные ископаемые. 1982. № 5. С. 57—68.
 23. *Шмариович Е. М.* Концентрации редких элементов, связанные с кислородной пластовой зональностью водоносных горизонтов//Состояние и задачи современной литологии. М., 1982. Т. 2. С. 180—189.
 24. *Шмариович Е. М.* К вопросу о рудоконтролирующей эпигенетической зональности на урановых месторождениях в карбонатных породах//Литология и полезные ископаемые. 1971. № 4. С. 105—116.
 25. *Шмариович Е. М.* О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения//Сов. геология. 1976. № 2. С. 80—89.
 26. *Шмариович Е. М., Лисицин А. К.* Проблемы эпигенетического рудообразования в породах осадочного чехла//Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М., 1982. С. 7—18.
 27. *Шмариович Е. М., Лисицин А. К., Головин Е. А.* Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического рудообразования в осадочных породах//Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1981. С. 183—187.
 28. *Шмариович Е. М., Натальченко Б. И., Бровин К. Г.* Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения//Сов. геология. 1988. № 8. С. 23—31.
 29. *Шмариович Е. М., Щеточкин В. Н.* Приразломное оруденение на эпигенетических урановых месторождениях в осадочных породах//Сов. геология. 1972. № 10. С. 109—116.
 30. *Щеточкин В. Н.* Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности//Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 92—101.
 31. *Щеточкин В. Н., Васильева Э. Г.* Модель восстановительного барьера с учетом электрохимических эффектов//Геохимия экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования (тез. докл.). М., 1992. С. 37—39.
 32. *Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М.* Экзогенно-эпигенетические месторождения Кызылкумов и сопредельных районов//Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 222—245.
 33. *Экзогенно-эпигенетические месторождения урана (условия образования)*/Под ред. А. И. Перельмана. — М.: Атомиздат, 1965.
 34. *Culbert R. R., Boyle D. R., Levinson A. A.* Surficial uranium deposits in Canada//Surficial uranium deposits. Vienna. IAEA. 1984. P. 179—191.
 35. *Ottom J. K.* Surficial uranium deposits in the United States of America//Surficial uranium deposits. Vienna. IAEA. 1984. P. 237—242.

Причины минерального разнообразия гидротермального уранового оруденения

А. А. АШИХМИН, Е. М. ШМАРИОВИЧ

Гидротермальные месторождения урана формируются в заключительные периоды тектоно-магматической активизации гранитизированных блоков земной коры. Урановорудная гидротермальная деятельность протекает после кремнещелочного метасоматоза и разнотипных многоактных метасоматических преобразований: контактово-метаморфических — скарнирования и ороговикования (месторождения Кызылсай, Ишимское, Глубинное, Каратегин, Вайдара, Могочинская группа и др.) фуморольно-сульфатарных (Серное, Чауме, Оловское, Красный Камень и др.), высокотемпературной калишпатизации, альбитизации (Грачевское, Славянское, Стрельцовское рудные поля и др.), пропитализации (Косачинное, Ботабурум, Дюховское и др.), грейзенизации (Стрельцовское рудное поле, Грачевское, Туманное, Кызылсай, Черкасар и др.). Разнообразные варианты временных и пространственных соотношений минерализации урановорудного процесса с более ранними эндогенными процессами различной полноты и интенсивности свидетельствуют о самостоятельности этапа функционирования ураноносных гидротерм. Этот этап в пределах рудных районов связан с одной основной эпохой формирования промышленных урановых месторождений. Активизация гидротермальной деятельности в более поздние эпохи приводит лишь к метаморфизму руд и переотложению урана.

Результаты многочисленных минерало-геохимических исследований, обобщения и анализа обширного материала, накопленного за почти полувековой период интенсивного изучения гидротермальных месторождений урана, свидетельствуют о том, что минеральные образования урановорудного этапа, как и этапов иной специализации, представлены сочетанием разновозрастных ассоциаций минералов, принадлежащих нескольким стадиям минералообразования. В обобщенном виде урановорудный процесс характеризуется сочетанием четырех последовательных стадий [2, 3, 5, 6, 7 и др.]. Наиболее наглядно совокупность этих стадий проя-

вилась на месторождениях Северного Казахстана, представленных несколькими руднометасоматическими и рудноформационными типами (рис. 1).

Первая, дорудная, метасоматическая стадия, имеющая наиболее широкое пространственное развитие, существенно различается в отдельных урановорудных провинциях. Гидротермальные изменения вмещающих пород относятся к нескольким метасоматическим формациям [1, 3, 10, 11]: 1) альбититов (среднетемпературных натриевых метасоматитов), характерных для урановых месторождений Украинского щита (Мичуринское, Новоконовское, Северинское и др.), 2) эйситов (карбонат-альбитовых изменений или низкотемпературных натриевых метасоматитов), распространенных на месторождениях Северного Казахстана (Грачевское, Маньбайское, Глубинное, Косачинное и др.), Центрального и Южного Казахстана (Костобе, Джусандалинское и др.), Средней Азии (Вайдара, Каратегин), района оз. Биверлодж в Канаде и др., 3) гумбеитов (низкотемпературных калиевых метасоматитов с адуляром), встречающихся в Восточной Сибири (Дружное, Курунг и др.), 4) гидрослюдизитов, выделенных на месторождениях Забайкалья (Стрельцовский район), Чешского массива (Пршибрам, Нидершлема и др.), некоторых месторождениях Северного Казахстана (Славянское и др.), 5) урановорудных березитов*, присущих многим месторождениям Северного Казахстана (Балкашино, Ишимское и др.), Центрального (Джидели) и Южного Казахстана (Ботабурум, Кызылсай и др.), Чаткало-Кураминской провинции Средней Азии (Алатаньга, Каттасай и др.); 6) аргиллизитов, свойственных месторождениям Забайкалья (Олов, Могочинская группа), Рус-

* Урановорудные березиты отличаются от типичных березитов золоторудных месторождений отсутствием турмалина, преобладанием карбонатного железа над пиритовым, распространением гидрослюд подтипа 1М, повышенной гидратированностью слюд 2М₁, более низкими концентрациями S, As и другими признаками.

Тип месторождения: руднометасоматический рудноформационный	В ЭЙСИТАХ			В БЕРЕЗИТАХ
	УРАНО- ФОСФОРНЫЙ	ТИТАН- УРАНОВЫЙ	МОЛИБДЕН- УРАНОВЫЙ	УРАНОВЫЙ
АЛЬБИТОВАЯ (а) или ГИДРОСЛЮДИСТАЯ (б) уранинит-апатитовая		а		б
ПИРИТ-КАРБОНАТНАЯ анкеритовая (а), пиритовая (б)		а		б
БРАННЕРИТ- НАСТУРАНОВАЯ коффинит-уранинит- браннеритовая молибденит-настурановая настурановая				
КВАРЦ-КАРБОНАТНАЯ				

Рис. 1. Стадии урановорудного гидротермального этапа на месторождениях Северного Казахстана

ской платформы (Адамовское и др.), юга Западной Сибири (Солонечное, Лабыш и др.), Дальнего Востока (Ласточка, Туманное и др.), США (Марисвейл, Голден-Гейт и др.).

Щелочные метасоматиты — альбититы, эйситы, гумбеиты — характеризуются привнесением натрия или калия, кислотные — березиты и аргиллизиты — выносом оснований из внутренних частей метасоматических ореолов. Гидрослюдизиты, обладающие слабо выраженными кислотными признаками, занимают промежуточное положение между указанными группами метасоматитов. По характеру щелочно-кислотных свойств гидротерм дорудной стадии намечается последовательный ряд ураноносных метасоматитов от наиболее щелочных эгириновых, рибекитовых к менее щелочным эпидотовым, эпидот-хлоритовым, хлорит-карбонатным эйситам (или к гумбеитам) до слабокислотных гидрослюдизитов и кислотных березитов и аргиллизитов. С заключительной частью данной стадии, если она представлена эйситами, на отдельных месторождениях Северного Казахстана связано формирование урано-фосфорного оруденения, представленного апатитом, уранинитом, торитом, изотропизированным коффинитом, аршиновитом (циртолитом, гель-цирконом), браннеритом.

Вторая, предрудная, прожилково-метасоматическая стадия — пирит-карбонатная. В щелочных метасоматитах для нее характерны железистые карбонаты (анкерит, паранкерит), доломит и кальцит, с которыми ассоциируют незначительные количества кварца, хлорита, альбита; в

кислотных метасоматитах — пирит, резко преобладающий над другими сульфидами, представленными арсенопиритом, реже сфалеритом, галенитом. На некоторых месторождениях эта стадия не проявлена.

Третья стадия, браннерит-настурановая, характеризуется образованием вкрапленных, прожилково-вкрапленных и прожилковых урановых руд. Браннерит, изотропизированный коффинит, уранинит, в меньшей степени настуран, ассоциирующие с хлоритом и пиритом, типичны для титан-урановых месторождений в альбититах, эйситах, гумбеитах. Настуран с дисульфидами молибдена, железа, хлоритом, кварцем, карбонатами характерен для молибден-урановых, а с сульфидами свинца, цинка, меди, хлоритом, гидрослюдой, кварцем и карбонатами — для собственно урановых месторождений в кислотных метасоматитах, реже в эйситах.

Четвертая стадия, кварц-карбонатная, преимущественно прожилковая, с проявлениями внутрижильного метасоматоза сходна на урановых месторождениях различных метасоматических формаций. Ее наиболее характерные минералы — кальцит, анкерит, паранкерит, кварц, хлорит, реже флюорит, барит, целестин, дисульфиды железа, сульфиды свинца, цинка, меди.

Разностадийная минерализация обычно телескопирована в пространстве, т. е. связана единством флюидопроницаемых разрывных структур. При этом минеральные ассоциации каждой последующей стадии размещаются в пределах ореолов предыдущей. Известны, однако, случаи нарушения такой закономерности с выходом

оруденения за пределы соответствующих метасоматических зон.

Укладываясь в закономерную последовательность, выделенные стадии урановорудного гидротермального этапа различаются проявленностью в горных породах различного состава, температурой минералообразования, относительной ролью метасоматического замещения и жильного выполнения, особенностями щелочно-кислотных свойств минералообразующих растворов.

Влияние вмещающих пород на минеральный состав гидротермальных образований отмечается на всех стадиях и, в частности, определяет фациальные особенности ураноносных метасоматических формаций [3, 11]. Наиболее благоприятны для образования метасоматического альбита дорудной стадии алюмосиликатные породы с соотношением между кремнием и алюминием, близким к альбитовому; в толщах существенно карбонатных и кварцевых пород альбит не образуется. Концентрация железа, при прочих равных условиях, определяет интенсивность предрудной пиритизации, а щелочноземельных элементов — распространенность карбонатов. Известны случаи, когда бескарбонатные ассоциации минералов всех стадий урановорудного этапа в кварцевых порфирах, фелзитах, преследуясь в толщу полимиктовых песчаников и алевролитов, становятся карбонатными (месторождение Балкашино). В рудную стадию на месторождениях в щелочных метасоматитах распространенность браннерита зависит от концентрации титана во вмещающих породах. В базальтоидах, порфиритах и других породах с содержанием оксида титана порядка 1 % основным минералом является браннерит (месторождения Косачино, Молодежное и др.), в песчаниках, сланцах, гранитоидах, где оксид титана не превышает 0,3 %, наряду с браннеритом распространен уранинит, изотропизированный коффинит (Косачино, Викторовское, Камышовое и др.).

Приведенные и многочисленные другие случаи зависимости состава гидротермальных образований от вмещающих пород отражают лишь частные внешние особенности проявления урановорудного этапа, не искажая его общего своеобразия и направленности.

Температуры гомогенизации газожидких включений в минералах гидротермальных урановых месторождений, полученные в лаборатории ВИМСа и при обобщении опубликованных материалов, варьируют в дорудную стадию в пределах 350—240, предрудную 260—215, рудную 215—160 и пострудную 180—100 °C

(рис. 2). Условно можно принять, что температурная маркировка первой стадии в среднем близка к 300, второй — к 250, третьей — к 200 и четвертой — к 150 °C.

Параллельно с понижением температуры уменьшается способность гидротермальных растворов к метасоматическому преобразованию вмещающих пород и соответственно возрастает удельная роль жильной минерализации, что, вероятно, обусловлено уменьшением проникающей возможности растворов в связи с увеличением их вязкости и уменьшением скорости достижения физико-химического равновесия растворов с вмещающими породами. При щелочном начале процесса метасоматического минералообразования отмечается в течение всего рудного этапа, вплоть до поздних кварц-карбонатных прожилков. Стадийная дифференциация урановорудного гидротермального этапа, четко фиксируемая на месторождениях в кислотных метасоматитах, на месторождениях с щелочными дорудными стадиями проявляется значительно слабее, что, по-видимому, связано с развитием процесса в более стабильных тектонических условиях. Не исключено также, что гидротермальный процесс протекал здесь в обстановке преобладающего сжатия, которое, ухудшая фильтрацию растворов, способствует молекулярному перемещению вещества, а при предкритических напряжениях, предшествующих появлению трещин, повышает проницаемость пород в несколько раз [12].

Фактические данные, которые могли бы свидетельствовать о направленном изменении давления растворов в течение урановорудного этапа, отсутствуют. Предполагается снижение давления от 200—250 МПа в начале гидротермального процесса до 50 МПа и менее в конце [8].

Щелочно-кислотный режим гидротермальных растворов изменялся вполне определенно. В первую, дорудную, стадию растворы имели широкий диапазон pH — от щелочных, богатых калием или натрием, до кислотных при аргиллизации. Растворы второй, предрудной, стадии были слабощелочными или близонейтральными, поскольку их деятельность сопровождалась как привнесом, так и выносом оснований, формированием железистых карбонатов, наиболее устойчивых в околонейтральной среде. Третья, рудная (браннерит-настурановая), стадия — умеренно щелочная, т. к. она характеризовалась привнесом оснований и выделением карбонатов, хлорита, сульфидов в тыловых частях колонок рудосопровождающих изменений. Растворы четвертой, пострудной, стадии, судя по набору формировавшихся

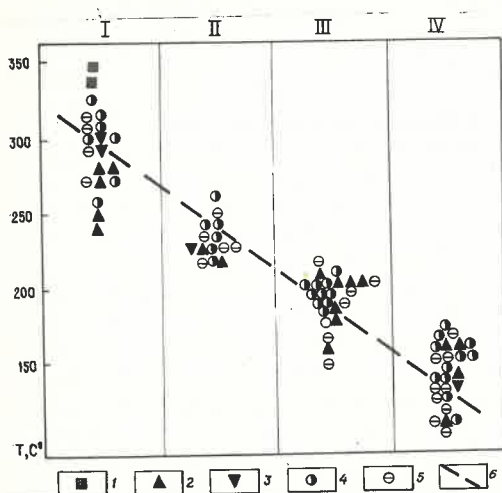


Рис. 2. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах различных стадий (I—IV) урановорудного этапа:

месторождения метасоматических формаций: 1 — альбититов, 2 — эйситов, 3 — гумбеитов, 4 — березитов, 5 — аргиллизитов, 6 — усредненная линия по стадийному изменению $T_{\text{гом}}$.

минералов и малой агрессивности, были близнейтральными. Следовательно, минеральный состав гидротермальных образований согласуется с изменением щелочно-кислотных свойств гидротерм при охлаждении.

Функциональная зависимость pH от T , обусловленная изменением степени диссоциации кислот и растворимости солей, применительно к гидротермальным системам, в частности урановорудной, рассмотрена в работах Г. Б. Наумова [8, 9 и др.]. Щелочные условия минералообразования рудной стадии связываются с падением давления при раскрытии флюидопроводящих трещин. Однако такая трактовка не объясняет определенную временную позицию и температурные условия рудоотложения в рамках соответствующего этапа, т. к. акты приоткрывания трещин и соответственно падения давления и дегазации, приводящей к подщелачиванию растворов, фиксируются неоднократно, причем на отдельных участках месторождений в разные периоды развития гидротермального процесса.

Многообразие дорудной, сходство рудной и однообразие пострудной минерализации, имеющей четкую температурную маркировку, находят объяснение в зависимости pH от T при различных сочетаниях компонентов гидротермального раствора.

Многочисленные данные анализа газовой-жидких включений, выполненного в ВИМСе [13, 16], показывают, что гидротермальные растворы, помимо угольной кислоты, ее диссоциатов $[\Sigma \text{CO}_2 \text{ } 0,2\text{—}$

$3,5 \text{ моль/кг H}_2\text{O}$) и натрия ($1,3\text{—}0,8$), постоянно содержали калий ($0,2\text{—}1,2$), хлор ($0,03\text{—}1,0$), в различных пропорциях — восстановленную и окисленную серу ($\Sigma \text{S } 0,01\text{—}1,0$), иногда аммоний, фтор (до $0,5$) и восстановленные формы углерода ($0\text{—}0,5 \text{ моль/кг H}_2\text{O}$) — CO , CH_4 и углеводороды более сложного состава. По результатам анализа тройных водных вытяжек [3, 6], в карбонатных рудообразующих растворах в значительных концентрациях присутствовали также кальций и магний, которые нередко преобладали среди катионов (до 65 %). Эти данные не находят, однако, подтверждения в результатах термобарогеохимических исследований, выполненных в ВИМСе.

Общая минерализация гидротерм составляет десятки и первые сотни граммов на литр, расчетное значение ионной силы $0,2\text{—}4,0$. По концентрациям сульфидной и сульфатной серы для соответствующих температур гомогенизации фугитивность водорода f_{H_2} , характеризующая приведенный окислительно-восстановительный потенциал флюидной системы, находится в пределах $10^{-3,5}\text{—}10^{-2,5}$ атм ($1 \text{ атм} \approx 0,1 \text{ МПа}$) и в среднем близка к 10^{-3} атм [13]. Результаты экспериментальных исследований показывают, что при температуре 200°C растворы приведенного макрокомпонентного состава, содержащие сульфидную серу, при повышенной щелочности были способны транспортировать значительные количества урана — до сотен миллиграммов на литр в равновесии с настураном [19].

Зависимость pH водно-солевых систем урановорудного этапа от температуры определена Е. М. Шмариовичем по комплексу программ на FORTRAN в ВЦ ВИМСа для растворов усредненного валового состава: $m_{\text{CO}_2} \text{ } 1,0$; $m_{\Sigma \text{alc}} - m_{\text{Cl}} = 0,4$; $m_{\Sigma \text{S}} \text{ } 0\text{—}0,5 \text{ моль/кг H}_2\text{O}$; $f_{\text{H}_2} = 10^{-3}$ атм, $\mu = 0,5$ [17]. Расчеты показали, что по мере снижения температуры диапазон возможных значений pH сокращается при вариации содержаний серы от 0 до $0,5 \text{ моль/кг H}_2\text{O}$, причем наиболее резко в области температур менее 230°C (рис. 3). Следовательно, карбонатные растворы урановорудного этапа в зависимости от относительной роли серы по кислотности в раннюю стадию могут быть как сильнощелочными, так и сильнокислыми, в рудную стадию они умеренно щелочные, близкие по значениям pH, и в пострудную — близнейтральные, что соответствует минералого-геохимическим данным. Расчетные кривые, характеризующие постепенное снижение щелочности от $8\text{—}7,5$ до $6\text{—}5,7$ pH, соответствуют карбо-

СТАДИИ

IV III II I

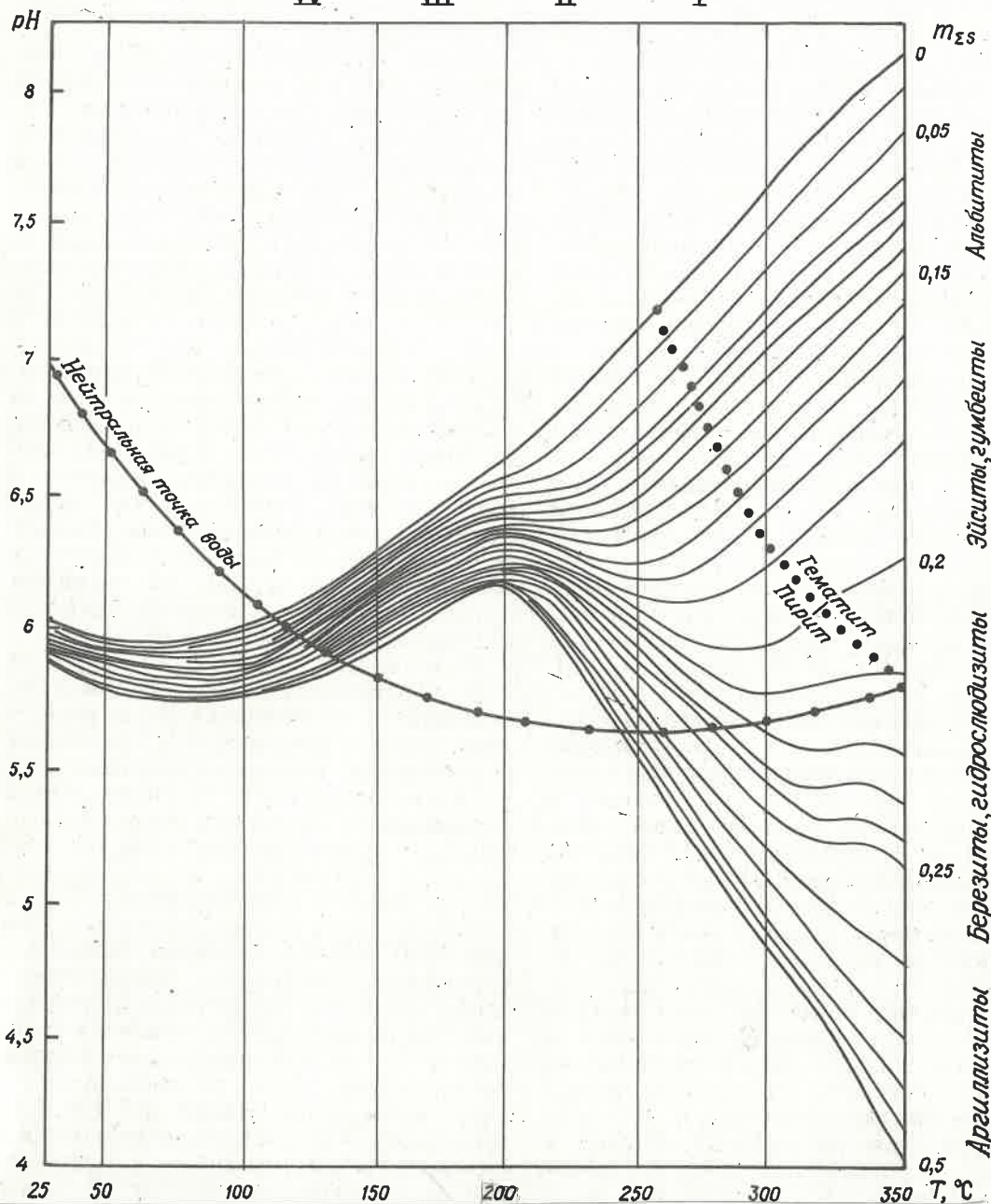


Рис. 3. Изменение кислотности гидротермальных растворов как функция температуры при постоянных значениях: $m_{\Sigma\text{CO}_2} = 1$; $m_{\Sigma\text{alc}} - m_{\text{Cl}^-} = 0,4$ моль/кг H_2O ; $f_{\text{H}_2} = 10^{-3}$ атм; $\mu = 0,5$; $m_{\Sigma\text{SO}} = 0,5$ моль/кг H_2O

натным растворам с преобладанием щелочей, не компенсированных хлор-ионом,

над валовой серой — $\frac{m_{\Sigma\text{S}}}{m_{\Sigma\text{alc}} - m_{\text{Cl}^-}} < 0,5$ и

иллюстрируют постадийную эволюцию кислотности гидротерм на месторождениях с дорудными щелочными метасоматитами. Кривые, отражающие увеличение щелочности от 4 до 6,1—6,3 в интервале температур 350—200 °C и последующее ее снижение до 5,8—5,7, отвечают раст-

ворам, где значение $\frac{m_{\Sigma\text{S}}}{m_{\Sigma\text{alc}} - m_{\text{Cl}^-}} > 0,5$, и

характеризуют изменение pH гидротерм на месторождениях в кислотных метасоматитах. Изменение концентрации углекислоты практически не влияет на характер эволюции кислотности растворов. При относительном уменьшении ее содержания растворы всех стадий становятся пропорционально более щелочными, при возрастании — более кислыми.

Определяющую роль в изменении кислотности—щелочности гидротерм играет сера. Ее отсутствие приводит к постепенному снижению pH при охлаждении (350—100 °C) карбонатного раствора в связи с повышением степени диссоциации угольной кислоты. Появление серы нарушает эту закономерность, т. к. с понижением температуры растворов при постоянном значении фугитивности водорода сульфат-ион преобразуется в сероводородную кислоту и раствор подщелачивается. К 200 °C процесс при $f_{H_2} = 10^{-3}$ атм завершается практически полностью и изначально сернокислотно-углекислотные растворы трансформируются в сероводородно-углекислотные, при этом значительная часть углекислоты преобразуется в гидрокарбонат-ион. Эффект подщелачивания гидротерм при охлаждении при низких концентрациях валовой серы может быть также следствием относительно высокой хлоридности системы. Он будет более контрастным, если учитывать возможность постадийного снижения не только температуры, но и давления, поскольку последний процесс сам по себе способствует возрастанию pH [9].

Смена высокотемпературных существенно сульфатных растворов сероводородными имела место и при формировании гидротермальных медно-порфировых, колчеданных, некоторых золоторудных и редкометалльных месторождений [14]. Скопления сульфидов на этих объектах закономерно сменяются с глубиной предшествующей сульфатной минерализацией, представленной весьма значительными скоплениями ангидрита, гипса, реже цестина.

Разделение щелочных метасоматитов ранней стадии урановорудного этапа на натриевые (альбититы, эйситы) либо калиевые (гумбеиты) обусловлено соотношением активностей Na^+ и K^+ [10]. Согласно уравнению реакции $KAlSi_3O_8(k) + Na^+_{(p-p)} = NaAlSi_3O_8(k) + K^+_{(p-p)}$, альбит может образоваться по калишпату, когда концентрация Na в растворах, действовавших на породу, была больше, чем концентрация K, при 300 °C в 10 раз, при 250 в 12,9 раз, при 200 в 18,6 раз. В противном случае реакция не протекает или меняет свою направленность. Альбититы в отличие от эйситов формировались, по-видимому, более высокотемпературными растворами, содержащими большие концентрации натрия и относительно меньше серы (или хлора). Растворы, формировавшие гидрослюдизиты, березиты и аргиллизиты, различались, вероятно, по концентрации калия, серы или хлора, что определяло различ-

ный уровень кислотности гидротерм и приводило к частичному или полному выносу оснований из осевых частей метасоматических ореолов.

Рудная, браннерит-настурановая, стадия (180—200 °C) для изначально кислых растворов может рассматриваться как стадия возросшей щелочности гидротерм и завершения перехода сульфатной серы в сульфидную. В таких условиях резко повышаются устойчивость уранил-карбонатных комплексов и соответственно возможность транспортировки урана совместно с халькофильными элементами (Mo, Pb, Zn, Cu, Sb, As и др.), а также с титаном в форме гидросульфидных или сульфидсодержащих комплексов [18]. В существенно щелочном процессе рудная стадия по физико-химическим параметрам выражена менее четко, т. к. изначально щелочной характер растворов приводит к более раннему появлению в них урана. Вероятно, этими особенностями объясняется относительно высокая минеральная контрастность оруденения на месторождениях в березитах и аргиллизитах — молибденит-настурановое, настурановое — и более минералогически разнообразное на месторождениях в альбититах, эйситах, гумбеитах — от несколько более раннего существенно браннеритового оруденения с уранинитом, изотропизированным коффином, настураном, сопровождаемого повышенными концентрациями халькофильных и литофильных (TR, Zr, Sr, Sc и др.) элементов, до молибденит-настуранового и настуранового.

В пострудную, кварц-карбонатную, стадию (150—100 °C) растворы теряют агрессивность, становятся близнеutrальными, что не благоприятствует образованию уранил-карбонатных анионов и привносу урана. В заключительные периоды процесса (100—20 °C) растворы приобретают слабокислую реакцию (pH 5,8—6,3) и по существу отвечают современным входящим углекислым водам, которые наблюдаются около месторождений урана неогенового возраста в районе Минеральных Вод.

Положение поля гематитизирующих растворов в области, характеризующей щелочные разновидности гидротерм, определено путем расчета равновесия индикаторов окислительно-восстановительных условий — пирита и гематита [17], согласуется с практически постоянным присутствием гематита в альбититах, эйситах, гумбеитах и с распространенностью пирита в гидрослюдизитах, березитах, аргиллизитах и минеральных образованиях последующих стадий.

В целом основные особенности непре-

рывно-прерывистой эволюции урановорудного гидротермального этапа — температурная маркировка отдельных стадий процесса, разнообразие метасоматитов ранней стадии при относительной однотипности заключительных, закономерности появления и некоторые особенности рудной (браннерит-настурановой) стадии, покраснение щелочных метасоматитов и др. — вполне удовлетворительно согласуются с расчетными графиками зависимости pH от температуры карбонатных растворов, содержащих щелочи, хлор, серу и газообразный водород.

В свете полученных данных тенденция в глобальной эволюции метасоматических формаций на месторождениях урана — исчезновение в палеозое альбититов, в мезозое эйситов и далее гумбеитов с установлением господства аргиллизитов [4] — может трактоваться как результат последовательного усиления роли серы и (или) хлора в составе ураноносных гидротерм.

Таким образом, рудообразующий гидротермальный процесс, проявившийся на месторождениях урана в рамках единого этапа, включает четыре основные стадии: 1) дорудную щелочную (альбититы, эйситы, гумбеиты) или кислотную (гидрослюдазиты, березиты, эйситы) при температуре около 300 °С; 2) предрудную (анкерит-пиритовую) прожилково-метасоматическую слабощелочную или близнейтальную при 250 °С; 3) рудную (браннерит-настурановую) метасоматически-прожилковую умеренно щелочную при 200 °С; 4) пострудную (кварц-карбонатную) прожилковую близнейтальную при 150 °С и более низких температурах.

Минералогические особенности процесса на ранних стадиях зависят от соотношения между концентрациями щелочных металлов (Na, K), хлора и серы в гидротермальном растворе. Отношение

$\frac{m_{\text{Zalc}} - m_{\text{Cl}^-}}{m_{\text{S}}}$ определяет щелочное (при значениях $< 0,5$) или кислотное ($> 0,5$) начало процесса, т. е. тип дорудных метасоматитов и относительно строгую минералогическую индивидуализацию оруденения в кислотных метасоматитах (молибденит-настурановое, настурановое) при вариации минерального состава руд (с браннеритом, уранинитом, изотропизированным коффином, настураном и молибденитом) в щелочных. Итак, стадийная эволюция щелочно-кислотных свойств гидротермальных растворов, формировавших месторождения урана, определяет рудометасоматический тип этих месторождений и является причиной минерально-геохимического разнообразия оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О. В., Головин В. А. Метасоматические процессы на урановом месторождении // Сов. геология. 1979. № 5. С. 65—75.
2. Геология месторождений уран-молибденовой формации / Под ред. А. Б. Каждана. — М.: Атомиздат, 1966.
3. Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Ф. И. Вольфсона. — М.: Недра, 1978.
4. Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
5. Лаверов Н. П. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных поясах // Минеральные месторождения. М., 1972, С. 34—45.
6. Мельников И. В. Минералого-геохимические особенности процесса формирования гидротермальных уран-молибденовых месторождений // Геохимия процесса миграции рудных элементов. М., 1977, С. 180—190.
7. Модников И. С., Скворцова К. В. О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 1974. № 2. С. 51—59.
8. Наумов Г. Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
9. Наумов Г. Б., Дорофеев В. А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов // Геохимия. 1975. № 2. С. 243—258.
10. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978.
11. Омеляненко Б. И. Типы ураноносных околорудных метасоматитов // Тез. докл. на XXVII МКГ. М., 1984. Т. 9. С. 364—365.
12. Поспелов Г. Л. Статические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск, 1972. С. 12—22.
13. Растворы газово-жидких включений на гидротермальных молибден-урановых месторождениях / Д. Н. Хитаров, Е. М. Шмариович, А. А. Ашихмин, Н. У. Тихомирова // Сов. геология. 1982. № 12. С. 109—115.
14. Столяров Ю. М. О гипогенной сульфит-сульфатной зональности рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1978. № 3. С. 36—38.
15. Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений / Под ред. Р. П. Петрова. — М.: Атомиздат, 1977.
16. Хитаров Д. Н., Шмариович Е. М., Реутин Ю. В. Физико-химические особенности растворов, сформировавших гидротермальные месторождения урана // Сов. геология. 1980. № 5. С. 90—99.
17. Шмариович Е. М., Ашихмин А. А., Модников И. С. Физико-химические причины стадийной эволюции гидротермального урановорудного процесса // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 52—64.
18. Экспериментальное изучение поведения титана в термальных сульфидно-карбонатных растворах / Г. Ф. Агапова, И. С. Модников, Е. М. Шмариович, Д. Н. Хитаров // Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 73—79.
19. Экспериментальное изучение поведения урана в термальных щелочных сульфидно-карбонатных растворах / Г. Ф. Агапова, Е. М. Шмариович, Д. Н. Хитаров, И. М. Воробьев // Геология рудных месторождений. 1981. № 3. С. 87—98.

Роль и место современной минералогии в решении экологических задач

Г. А. СИДОРЕНКО

Проблема «Геоэкология России», в решении которой принимают участие многочисленные научно-исследовательские и производственные организации различных ведомств, предусматривает проведение геологических, геохимических, гидрохимических и геофизических исследований. В стороне осталась минералогия. Однако минералогический фактор экологической опасности, т. е. форма связи токсикогена с матрицей горной породы, руды, не менее значим, чем сам факт присутствия элемента-токсикогена. Для убедительности или доказательности этого — конкретные примеры и факты, установленные ранее безотностительно к экологии, но крайне значимые для человеческого организма — U и ^{90}Sr в живом организме.

Так, при извлечении урана из древних костных остатков технологи исходили из широко распространенного мнения, что уран находится в качестве изоморфной примеси в неорганической составляющей кости (любого возраста), представленной апатитом ($2\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{U}^{4+}$). Следовательно, схема его извлечения — выделение апатита и последующая его деструкция. Однако эта схема не давала удовлетворительных показателей извлечения. В ходе выяснения причин этого явления средствами электронной микроскопии и микродифракции было установлено, что накопление урана идет путем формирования в порах органической составляющей кости микроскопических выделений уранинита — кубического оксида урана (Г. А. Сидоренко, 1978). Привнесенный в кость в виде подвижного уранила — далее уран восстанавливался в органической среде и выпадал в форме собственной оксидной фазы. Следовательно, уран можно извлечь из руды без разрушения неорганической составляющей, повысив показатели извлечения до 90 % путем дробления породы и выщелачивания, что и сделали технологи.

Учитывая этот факт, можно сделать вывод: уран не только может накапливаться, но и может быть вынесен из организма человека. В той же костной ткани накапливается не менее экологически опасный ^{90}Sr . Однако его форма нахождения в кости иная чем урана. Входит ^{90}Sr как изоморфная примесь в состав апатита — неорганической компоненты кости. Структурная форма нахождения стронция в апатите обнаруживается как в

изменении (увеличении) размеров элементарной ячейки минерала, так и в его морфологии. Как следствие вынос ^{90}Sr практически исключен, и, очевидно, его крайне опасное накопление в организме.

Уже эти два примера иллюстрируют значимость оценки формы нахождения экологически опасного элемента, образуемого им соединения, в том числе минерала, или вхождение в состав, в структуру минерала, определяющее накопление или вынос, диктуемый подвижностью соединения. Приведенные два примера непосредственного контакта и естественного воздействия на человека токсичных элементов непосредственно связаны с формой их нахождения в организме. Эти же примеры иллюстрируют два возможных пути накопления (восстановление и выпадение в осадок) и закрепления (вхождение в кристаллическую структуру), определяющие мониторинг экологической ситуации, обусловленный подвижностью элемента, прочностью его закрепления в горной породе, почве, в их минеральных компонентах. В совокупности сказанное свидетельствует о роли минералогического фактора при геоэкологических работах. Каково по существу содержание и пути учета минералогического фактора?

1. Установление формы нахождения в породе, почве, пылях токсичных элементов — собственная минеральная или техногенная фаза, изоморфное вхождение в кристаллические структуры, породообразующих минералов, сорбция на поверхности кристаллитов, концентрация в газожидких включениях или в межзерновых полостях.

2. Определение устойчивости фаз как минеральных, так и техногенных, их стабильность или легкая растворимость, окисляемость, фазовые преобразования, претерпеваемые ими и создаваемые при этом комплексы освобождаемых элементов. В определенных условиях даже устойчивый минерал сам становится причиной активных преобразований отвалных пород. Например, разрушение сульфида дает серную кислоту, что ведет к вскрытию ассоциирующих с сульфидами минералов. Если в контакте оказывается флюорит, то следствием его вскрытия является крайне активная плавиковая кислота, воздействие которой высвобождает ток-

сичные элементы до встречи их с минералами-сорбентами.

3. Оценка сорбционной способности минералов как компонентов горных пород, минералов и органических соединений как компонентов почв. Органические компоненты способны образовывать не только металл-органические соединения, но и накапливать те или иные, в том числе токсичные элементы, вплоть до образования в листьях, корнях, древесине минеральных фаз различной подвижности, визуализируемых и диагностируемых электронной микроскопией.

Неорганические компоненты-минералы пород и почв, очень дифференцировано подходят к сорбции. Это используется в частности и при рентгендиагностике слоистых силикатов (насыщение монтмориллонита этилен-гликолем, каолинита-диметилдиоксидом). Экспериментально установлено (М. В. Попова, 1990), что каолинит сорбирует Be и Ge (мелкие ионы), монтмориллонит — B, Ga, Y, Cr, Au, W, гидрослюда — Sc, Nb, Sn, Au. По данным Л. Л. Амеа, Ж. Е. Гаррена, Б. А. Валькора (1983), слюды лучше сорбируют ион уранила и гидроксиураниловые комплексы, чем уранил-карбонатные; мусковит значительно активнее, чем биотит и флогопит. Активны сорбенты и цеолиты. Однако нельзя забывать, что они являются ситами, а это ведет не только к сорбции, но и десорбции ими токсичных элементов.

Именно слоистые силикаты как активные сорбенты почв определяют ее «зараженность» при агрохимической обработке. Проведенное в ГП «Новосибирскгеология» минералогическое картирование сельхозугодий показало повышенную зараженность почв, связанную конкретно с ее минеральным составом и ландшафтом: концентрации в монтмориллонитах, с одной стороны, в пойменных низинах, с другой.

Иначе говоря, учет минералогического фактора — это выявление минералов-источников токсикогенного заражения и минералов-накопителей токсикогенных элементов. При этом важен учет и минеральных ассоциаций. Например, отмеченное восстановление урана в органической среде кости или сосуществование сульфидов и флюорита, ведущее к созданию агрессивной среды.

Работы по экоминералогии, учет минералогического фактора обязательно должны сопровождать геоэкологические исследования, более того, являться их неотъемлемой составляющей на всех уровнях их проведения — от масштабного регионального картирования территорий до изучения локальных, примыкающих к место-

рождению, добычному узлу или обогатительной фабрике, металлургическим комбинатам или участкам сброса их отходов (отвалы) или, наконец, просто отвалам, окружающим большие и малые поселения.

Из изложенного следует необходимость решения конкретных задач:

1. При проведении геоэкологических работ выполнение минералого-геохимического картирования регионов, хотя бы России (отвалов, техногенных месторождений, ореолов рассеяния), с целью выявления и оценки распространенности: минералов-индикаторов экологической опасности, т. е. минералов-носителей токсичных элементов; минералов, нестабильных в условиях отвалов; минералов-сорбентов токсичных элементов (прежде всего слоистые силикаты); минералов, содержащих токсичные комплексы (потенциальные токсикогены).

2. Экспериментальное изучение на модельных системах стойкости минералов, содержащих токсичные элементы в условиях отвалов, в изменяющейся физико-химической обстановке, в различных ассоциациях, определяющих процесс деградации минералов с выносом токсичных элементов.

3. Экспериментальное изучение на модельных системах сорбционной способности и степени закрепления сорбированных элементов.

4. Выявление диагностических признаков токсикогенности породообразующих минералов.

Решение этих задач требует привлечения широкого спектра современных методов минералогических исследований, но особое внимание надо обратить на методы высокочувствительные и высокоразрешающие. Для количественного фазового анализа горных пород и почв эффективны рентгеновская дифрактометрия и термический анализ; для изучения поверхностных изменений минералов инфракрасная спектроскопия; для обнаружения вторичных образований — высокочувствительная люминесценция и люминесцентная спектроскопия и высокоразрешающая электронная микроскопия; для диагностики токсикогенов в породообразующих минералах — газовая хроматография. Однако и при масштабном геоэкологическом исследовании обязателен учет минералогического фактора как минимум путем оценки фазового (минерального) состава экспрессными методами, в том числе полевыми, без которого можно обнаружить и оценить элементы-токсикогены, но трудно оценить мониторинг заражения окружающей среды.

Байесовский подход при оценке истинности суждений в поисковой минералогии

В. И. КУЗЬМИН

С каждым годом увеличивается поток информации о свойствах различных минералов и условиях их генезиса. Эти материалы в ряде случаев позволяют устанавливать связь между характеристиками минералов, самими минералами и их формационной принадлежностью, т. е. выявлять типоморфные признаки минералов и минеральных ассоциаций. Правильная генетическая интерпретация типоморфизма способствует расшифровке процессов образования как отдельных минералов и минеральных комплексов, так и более крупных геологических тел вплоть до формаций, а следовательно, позволяет оценивать перспективы их минерально-сырьевой продуктивности [1].

Однако получаемые в ходе изучения минералов данные нередко используются не в полной мере, выполняют лишь иллюстративную роль, подтверждая на качественном уровне умозрительные заключения авторов. При этом часто возникает опасность необъективной оценки наблюдаемых причинно-следственных связей, недоучета под видом «информационных шумов» данных других исследователей, противоречащих традиционным представлениям автора. Исключить элементы субъективизма при использовании первичной минералогической информации в значительной степени позволяет применение математических методов обработки и интерпретации результатов исследований.

За последние десятилетия опубликован ряд минералогических работ, в которых успешно применены традиционные методы математической статистики: дисперсионный, корреляционный, регрессионный и факторный анализы, способы классификации геологических объектов на основе интервальных оценок, ранговой корреляции, кластеров и др. Примеры таких приложений даны в справочнике по математическим методам в геологии [7]. Однако широкого распространения в практике отечественных минералогических исследований они пока не получили. В известной степени это объясняется общей недостаточной математической подготовкой минералогов в вузах. Первое же знакомство с большинством руководств по математической статистике, насыщенных непонятными для неподготовленного читателя формулами и абстракциями, отпугивает многих искренно желающих вникнуть в эту

область знаний. Между тем внедрение ЭВМ в практику организаций геологической отрасли, наличие обширной библиотеки программ для ПЭВМ, обеспечивающих решение большинства рутинных задач по обработке информации, позволяет даже начинающему пользователю включить современные методы прикладной математики в круг своих повседневных работ. Необходимо четко формулировать цель постановки задачи и выполнять требования по качеству и объему используемой исходной информации.

К наиболее интересным и важным в практическом применении математики в геологии относится группа задач по распознаванию образа. Под распознаванием образа при этом понимают сопоставление на основе заранее выработанных критериев некоторого реально наблюдаемого комплекса признаков, в целом составляющего образ неопределенной классификационной принадлежности, с эталонами и вероятностный выбор наиболее близкого аналога (эталона). В данном случае эталонные образцы представляют собой априорные модели, создаваемые на основе предварительно собранной и обработанной по определенному принципу информации о свойствах модели. При решении указанной задачи распознавания все чаще применяется байесовский подход. Он основан на использовании формулы Байеса [6]. Рассмотрим принцип такого подхода на примере определения формационной принадлежности образцов минералов неизвестного генезиса по их типоморфным признакам.

Пусть число равновероятных несовместимых событий A (под событием будем понимать принадлежность минерала к месторождению определенного генетического типа) в рассматриваемом множестве Ω формаций равно m . Каждый анализируемый объект (в данном случае образец минерала) характеризуется n признаками (содержание элементов-примесей, параметры элементарной ячейки и другие особенности минерального индивида, варьирующие в зависимости от условий его образования), и эти признаки принимают значения: $x_1 = x_1^0$; $x_2 = x_2^0$; ... $x_n = x_n^0$. Тогда вероятность того, что при наличии данного набора признаков $K_i = (x_1^0, x_2^0, \dots, x_n^0)$ образец принадлежит к i -тому классу (i -той формационной группе место-

рождений), т. е. реализуется событие A_i , будет определена по формуле Байеса

$$P(A_i | K_i) = \frac{P(A_i) f_i(x_1^0 \dots x_n^0)}{\sum_{i=1}^n P(A_i) f_i(x_1^0, x_2^0, \dots, x_n^0)}$$

Значения $P(A_i) f_i(x_1^0; x_2^0 \dots x_n^0)$ находятся в соответствии с правилами расчета сложной вероятности как

$$P(A_i) f_i(x_1^0; x_2^0 \dots x_n^0) = \prod_{i=1}^n P(A_i) f_i(x_i).$$

Таким образом, поставленная задача решается на основе сравнения априорных вероятностей распределения в минерале ранее измеренных признаков, отвечающих образцам из эталонных по генетической принадлежности месторождений, с апостериорными вероятностями, полученными измерением этих признаков в опознаваемом образце.

Основные методические требования при формировании априорных вероятностей согласно байесовскому подходу — статистическая представительность выборки, на основании которой оцениваются значение априорной вероятности данного признака, а также достоверность генетической идентификации объектов, на которых создается массив эталонных признаков. Важным условием является также независимость признаков, определяющих вероятностно оцениваемое событие — принадлежность исследуемого минерала к определенному генетическому типу месторождений. Строго говоря, нельзя утверждать, что измеряемые в образце минерала признаки и свойства (содержания элементов-примесей и многие физические параметры) полностью независимы друг от друга. Это снижает достоверность получаемых единичных результатов распознавания образца, но, как показывает опыт, в большинстве случаев не вносит серьезной ошибки в конечный результат.

Примером удачного применения байесовского подхода при оценке правильности отнесения исследуемого образца минерала к определенному формационному типу месторождений может служить генетическая идентификация турмалина по комплексу элементов-примесей [3].

Для установления априорной вероятности распределения элементов-примесей в турмалинах разного генезиса была использована выборка, состоящая из 786 номинеральных проб, отобранных из основных формационных типов месторождений этого минерала. Все сгруппированные по генетическим типам образцы были проанализированы приближенно-количественным спектрографическим методом. Результаты подверглись статистической

обработке с построением гистограмм, характеризующих дисперсию содержаний элементов-примесей в выборках, соответствующих определенному формационному типу месторождений. Сопоставление гистограмм позволило выделить группу наиболее информативных элементов, характеризующихся специфическими особенностями распределения (как правило, приближающегося к логнормальному) в различных формационных типах. К таким элементам отнесены Ni, V, Pb, Zn, Sn, Zr, Sc, Y, Cu и Li.

Гистограммы содержаний этих элементов-примесей для каждого формационного типа месторождений были преобразованы в числовые ряды, характеризующие процентные соотношения проб определенных содержаний в интервалах группирования и отражающие структуру априорной вероятности данного признака (табл. 1).

Процедура нахождения формационной принадлежности испытуемого образца турмалина по данным его спектрального анализа включает сопоставление этих данных со значениями априорных вероятностей появления таких содержаний элементов-индикаторов в каждой из выделенных формаций, внесение их в расчетную таблицу и дальнейшую арифметическую операцию по формуле Байеса.

В каноническом варианте распознавания образа по байесовской формуле каждая апостериорная вероятность сложного события (каким является отнесение испытуемого образца к той или иной формации) пропорциональна его априорной вероятности. Другими словами, в числителе формулы Байеса должен быть коэффициент, характеризующий распространенность каждого из рассматриваемых генетических типов месторождений турмалина в исследуемом регионе. Однако в общем случае возможность проявления любого формационного типа в опосредованном районе следует считать равновероятной.

В табл. 2 приведен пример определения формационной принадлежности образца турмалина из слюдоносных пегматитов Мамского пегматитового поля с использованием байесовского подхода. Проверка данного метода была проведена на нескольких десятках проб турмалинов известного генезиса. Для 85 % испытанных образцов был получен правильный ответ, что указывает на высокую достоверность выводов.

Вероятностно-статистический метод определения генезиса образцов минералов по комплексу элементов-примесей и других типоморфных свойств может быть при-

1. Числовое выражение гистограмм содержания элементов-примесей в турмалинах

Формации	Интервалы группирования содержания элементов-примесей															
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8
I II III IV V VI VII VIII IX X	Ni								V							
	51	29	18	2	—	—	—	—	31	6	43	16	2	2	—	—
	64	8	20	1	7	—	—	—	25	3	42	17	5	5	3	—
	70	18	7	4	1	—	—	—	46	8	34	4	8	—	—	—
	35	39	25	1	—	—	—	—	9	13	39	30	9	—	—	—
	16	27	48	6	3	—	—	—	—	6	19	16	52	4	3	—
	56	10	30	1	3	—	—	—	48	1	15	5	31	—	—	—
	50	2	40	8	—	—	—	—	7	1	25	25	42	—	—	—
	8	13	52	25	2	2	2	2	1	1	11	17	67	2	1	—
	20	13	46	12	1	8	—	—	18	1	1	2	78	—	—	—
I II III IV V VI VII VIII IX X	Pb								Zn							
	4	21	45	18	10	2	—	—	—	—	1	5	35	21	33	5
	28	5	48	8	11	—	—	—	—	—	8	5	22	35	22	8
	13	6	20	19	34	11	—	—	20	2	10	4	8	14	32	10
	10	4	43	26	14	—	—	—	—	—	1	16	52	14	14	3
	29	13	42	6	10	—	—	—	—	—	3	10	47	20	20	—
	28	3	30	21	18	—	—	—	—	—	—	—	3	23	36	38
	25	2	31	25	17	—	—	—	—	—	8	1	66	25	—	—
	8	10	43	20	16	2	1	—	7	—	6	14	66	4	2	1
	15	5	20	40	7	7	6	—	13	—	20	13	27	27	—	—
I II III IV V VI VII VIII IX X	Sc								Sn							
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	47	22	4	2	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	34	22	30	3	5	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	16	38	36	3	3	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	26	39	22	4	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	45	23	16	1	9	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	40	8	26	13	4	8
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	7	17	50	8	17	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5	14	20	49	10
	—	—	—	—	—	—	—	—	7	13	40	13	27	—	—	—
I II III IV V VI VII VIII IX X	Cu								Zr							
	—	—	—	—	—	—	—	—	37	6	31	13	11	2	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	42	2	42	11	3	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	25	2	60	3	10	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	17	4	35	35	9	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	30	2	32	13	23	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	62	1	32	1	4	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	32	2	50	8	8	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	6	6	41	22	22	1	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1	66	1	26	—	—	—
I II III IV V VI VII VIII IX X	Cu								Zr							
	—	—	—	—	—	—	—	—	20	1	19	20	33	7	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Генетические (формационные) типы месторождений: I — слюдоносные и ке-рамические пегматиты; II — шерлы редкометаллических пегматитов; III — полихромные и прочие «цветные» турмалины редкометаллических пегматитов; IV — акцессорный турмалин в гранитоидах; V — пневматолито-гидротермальные месторождения в люмосиликатных вмещающих породах; VI — высокотемпературные оловянные месторождения в терригенно-карбонатных вмещающих породах; VII — апокарбонатные грейзены; VIII — оловянные месторождения каскитов-рит-силикатной формации; IX — турмалины сульфидно-полиметаллических месторождений; X — метаморфогенный турмалин в гнейсах. Интервалы группирования содержания элементов-примесей: 1 — не обнаружено; 2 — от «следов» до 0,001; 3 — 0,001–0,003; 4 — 0,004–0,009; 5 — 0,01–0,03; 6 — 0,04–0,09; 7 — 0,1–0,3; 8 — 0,3 и выше, %.

2. Пример расчета вероятности отнесения образца турмалина к формационным типам месторождений

Формационный тип месторождений	Апостериорные вероятности содержания элементов-примесей в турмалинах месторождений разного генезиса										Произведения апостериорных вероятностей, $\cdot 10^{-8}$	Вероятности отнесения образца к определенному типу месторождений, %
	Ni	V	Zr	Pb	Zn	Sn	Sc	Y	Cu	Li		
I	0,02	0,43	0,13	0,21	0,35	0,47	0,66	0,36	0,51	0,30	140,4	53
II	0,01	0,42	0,11	0,05	0,22	0,34	0,41	0,39	0,31	0,22	1,8	0,7
III	0,04	0,34	0,03	0,06	0,08	0,16	0,29	0,17	0,29	—	0	0
IV	0,01	0,39	0,35	0,04	0,52	0,26	0,52	0,30	0,17	0,27	5,3	1,7
V	0,06	0,19	0,13	0,13	0,47	0,45	0,71	0,42	0,29	0,20	70,5	27
VI	0,01	0,15	0,01	0,03	0,23	0,40	0,76	0,26	0,44	0,13	0,05	0,02
VII	0,08	0,25	0,08	0,02	0,66	0,07	0,68	0,17	0,33	—	0	0
VIII	0,25	0,11	0,22	0,10	0,66	0,02	0,80	0,28	0,28	0,68	34,06	13
IX	0,12	0,01	0,01	0,05	0,27	0,40	0,53	0,27	0,33	0,67	0,21	0,08
X	0,01	0,46	0,20	0,03	0,86	0,46	0,33	0,20	0,47	0,40	13,55	5
										Сумма:	315,75	100

Примечание. Результаты приближенно-количественного спектрального анализа индикаторных элементов-примесей в мономинеральной пробе турмалина. % (в скобках значения их условного кодирования по восьми интервалам содержания): Ni — 0,005(4); V — 0,001(3); Zr — 0,005(4); Pb — 0,001(3); Sn — 0,001(2); Sc — 0,001(3); Y — 0,0001(2); Cu — 0,005(4); Li — 0,001(2). Формационные типы I—X — см. табл. 1

менен на базе представительной аналитической выборки по любому минералу, встречающемуся в разных геологических формациях. Однако необходимым условием формирования такого индикаторного минерала является одноэтапность, т. е. он должен четко фиксировать определенную стадию образования месторождений каждой генетической группы, но не быть «сквозным», не трассировать все стадии минералогенеза на одном месторождении. Только в этом случае элементы-примеси в минерале будут отражать специфику процесса образования генетически разных формаций, и их соотношения окажутся индикаторными для решения задачи опознавания образа. В ранее опубликованных работах приводятся примеры байесовского подхода при вероятностной оценке принадлежности пирита к определенным генетическим типам месторождений [4, 5]. На наш взгляд, полигенеративность пирита усложняет отбор эталонного материала для выявления априорных вероятностей значений его индикаторных признаков и вносит элемент неопределенности при интерпретации результатов расчета по формуле Байеса.

Следует подчеркнуть, что байесовский подход при оценке истинности суждений в геологии приобретает все большее распространение в экспертных системах, использующих исходную информацию, накапливаемую в банках данных [2]. Включение обширного материала по типоморфным свойствам минералов существенно повысит эффективность работы этих автоматизированных систем комплексного анализа геологических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. — М.: Недра, 1981.
2. Кузнецов О. Л., Никитин А. А. Геоинформатика. — М.: Недра, 1992.
3. Кузьмин В. И., Добровольская Н. В., Солнцева Л. С., Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. — М.: Недра, 1979.
4. Прохоров В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) — Красноярск: СНИИГГИМС, 1970. Вып. 103.
5. Прохоров В. Г. Геохимические особенности пород, руд и минералов-индикаторов колчеданных месторождений. — М.: Наука, 1970.
6. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. — М.: Наука, 1965.
7. Справочник по математическим методам в геологии/Под ред. И. Д. Когана. — М.: Недра, 1987.

Генетические особенности углеродистых веществ

В. Ф. ПЕНЬКОВ, В. А. УСПЕНСКИЙ

Проблема генезиса углеводородов — одна из самых сложных в современной геологии. Она отразилась в истории института в виде длительного соперничества двух научных направлений. Как известно, в геохимии важной научной проблемой является изучение поведения углерода (в некарбонатных формах) в эндогенных процессах. Решение этой проблемы возможно только на основе минералого-геохимического изучения широкого спектра битумных (или углеродистых) веществ: асфальтов и асфальтитов, керитов и антраксолитов, гуминокеритов и оксикеритов, озокеритов и элатеритов [4, 5]. Присутствие урана в некоторых из битумов довольно долго вызывало практический интерес в институте к минералого-геохимическому исследованию, которое проводилось как группой В. Г. Мелкова и А. М. Сергеевой [2, 3, 7], так и нашей группой [1]. В этих разноплановых исследованиях своеобразно преломились все основные аспекты учения о природных органических веществах. Авторами статьи последовательно развивались классические представления о генезисе каустобиолитов. В. Г. Мелковым и др. обоснование таких представлений подвергалось критическому анализу, выдвигалась и доказывалась оригинальная концепция эндогенного происхождения твердых углеродистых веществ (ТУВ).

Ниже показано сопоставление самых важных результатов, послуживших основой для развития двух независимых научных направлений в этой сложной научной области.

1. Последовательность отложения углеродистых веществ. В. Г. Мелков предложил принципиально новую основу генезиса ТУВ. По его данным, на типичных эндогенных рудных месторождениях помимо карбонатов и графита встречаются еще более разнообразные углеродистые вещества, главнейшие из них относятся к высокомолекулярным. В виде макровыделений (концентрированных форм) встречаются различные твердые нерастворимые (группа антраксолитов и подгруппа высших керитов), частично растворимые (подгруппа низших керитов) и полностью растворимые (группа асфальтитов) и жидкие (нефть) вещества.

Для каждого из изучавшихся месторождений обнаружено, что углеродистые вещества неоднократно отлагались в про-

цессе рудообразования и каждый раз с разными ассоциациями других минералов, будучи нормальными парагенетическими членами каждой из таких ассоциаций.

В ряду последовательно формирующихся минеральных ассоциаций, характеризующих стадии процесса рудообразования, макровыделения углеродистых веществ отлагаются все менее полимеризованными (поликонденсированными), с меньшей величиной отношения $C:H$, меньшей плотностью, твердостью, большей растворимостью в органических растворителях, во все больших относительных количествах и с меньшим числом сопутствующих минералов (графит — антраксолиты — кериты — асфальтиты — асфальты — нефть).

Разнообразные ТУВ, встречающиеся в минеральных телах каждого объекта, не превращаются постепенно и плавно друг в друга. Они образуются независимо и последовательно в определенные, закономерно сменяющиеся стадии единого многостадийного процесса минералообразования, разделенные периодами формирования крупных (новых и омоложенных старых) разрывных тектонических трещин. На каждом из объектов ТУВ характеризуются отчетливой дискретностью изменения химического состава, структуры и свойств.

Авторами за основу исследования взят вещественный состав трех урано-битумных и одного урано-битумно-сульфидного месторождений. Месторождение «А» приурочено к нефтегазоносно-купольной структуре и характеризуется развитием в песчаниках пластообразных тел рудоносных битумов вблизи разрывных нарушений. Месторождение «Б» проявлено в карбонатной толще прожилками рудоносных и безрудных битумов в зонах дробления, осложняющих антиклинальную нефтеносную структуру. Месторождение «В» выражено в магматических породах штокверками урано-битумных прожилков. Месторождение «Г» характеризуется послойными импрегнациями сульфидов и ураноносных битумов в доломитах около разрывных нарушений.

Для этих месторождений характерны единые черты стадийности минералообразования: метасоматические изменения пород (типа кислотного выщелачивания) — отложение сульфидов и карбонатов — формирование урано-битумного

Битумы, проявления		I						II	
		Антраксолит	Керит высший	Керит низший	Асфальтит	Асфальт	Мальта		Нефть
		Первая ассоциация		Вторая ассоциация		Третья ассоциация			
Цветные безрудные	Жидкие растворимые							Нефть	
	Вязкие растворимые							Мальта	
	Твердые растворимые							Асфальт	
	Твердые набухающие							Асфальтит	
	Твердые нерастворимые							Керит низший	
Черные, твердые рудные								Керит высший	
								Антраксолит	

Рис. 1. Схема сопоставления битумных веществ месторождения А с последовательностью генераций твердых аморфных углеродистых минералов, по В. Г. Мелкову (I) с генетическим путем битумов по В. А. Успенскому (II)

(или урано-битумно-сульфидного) оруденения. Общей чертой рудной стадии является отложение сульфидов (иногда с настураном) несколько раньше ураноносных битумов.

Последовательность минералообразования на изученных месторождениях можно объяснить сопряжением процессов кислотного выщелачивания и последующего осаждения оснований, что характерно для многих гидротермальных месторождений. Это дает основание считать, что битумные вещества вместе с настураном отлагались из гидротермальной минералообразующей системы.

Соотношения между битумами наиболее определенно выражены на месторождении «А». Образование их характеризуется последовательностью: ураноносные и безрудные твердые битумы — твердые и вязкие безрудные битумы — нефтеподобные вещества. Каждая из этих генераций битумов представлена ассоциацией нескольких веществ с постепенными переходами (рис. 1).

Нерастворимые черные и цветные битумы обычно образуют единые агрегаты, в которых они располагаются вполне закономерно. В агрегатах отсутствуют резкие границы и наблюдаются постепенные переходы между этими разновидностями. Неразличимые по минералогическим признакам образцы черных нерастворимых битумов, содержащие разные количества урана, обычно отличаются друг от друга по химическому составу и некоторым физическим свойствам. Более того, однородный при микроскопических исследованиях образец такого битума можно разделить в тяжелых жидкостях на фракции, различающиеся по содержанию урана и химическому составу [1].

Сопоставление результатов химических анализов и инфракрасной спектроскопии образцов разновидностей нерастворимых битумов, разделенных на фракции по плотности и содержащих различные количества урана, приведено на рис. 2. Оно показывает, что при увеличении содержания урана в битуме закономерно уменьшается содержание водорода и углерода и возрастает содержание кислорода и менее четко — серы. При сухой перегонке увеличивается выход кокса и уменьшается выход дегтя. Увеличивается гигроскопическая влажность. Изменение физических свойств наиболее четко проявлено в увеличении плотности, твердости и отражательной способности битума при возрастании содержания урана.

При сопоставлении результатов инфракрасной спектроскопии обнаруживается весьма закономерное изменение спектров поглощения: при переходе от цветных нерастворимых к черным битумам значительно убывают, вплоть до исчезновения, полосы поглощения, соответствующие алифатическим углеводородам, и возрастают полосы, характерные для ароматических соединений. Далее по мере увеличения в битуме содержания урана возрастает интенсивность полос поглощения, соответствующих полимеризованным и окисленным ароматическим соединениям.

Наиболее близок к твердому нерастворимому цветному битуму — твердый цветной растворимый битум, имеющий с ним ряд общих свойств: яркая люминесценция в ультрафиолетовых лучах, причем близкими оказываются цвет и интенсивность свечения. Оба битума прозрачны в проходящем свете и имеют близкую окраску. Постепенных переходов между ними обычно не наблюдается. Однако удалось уста-

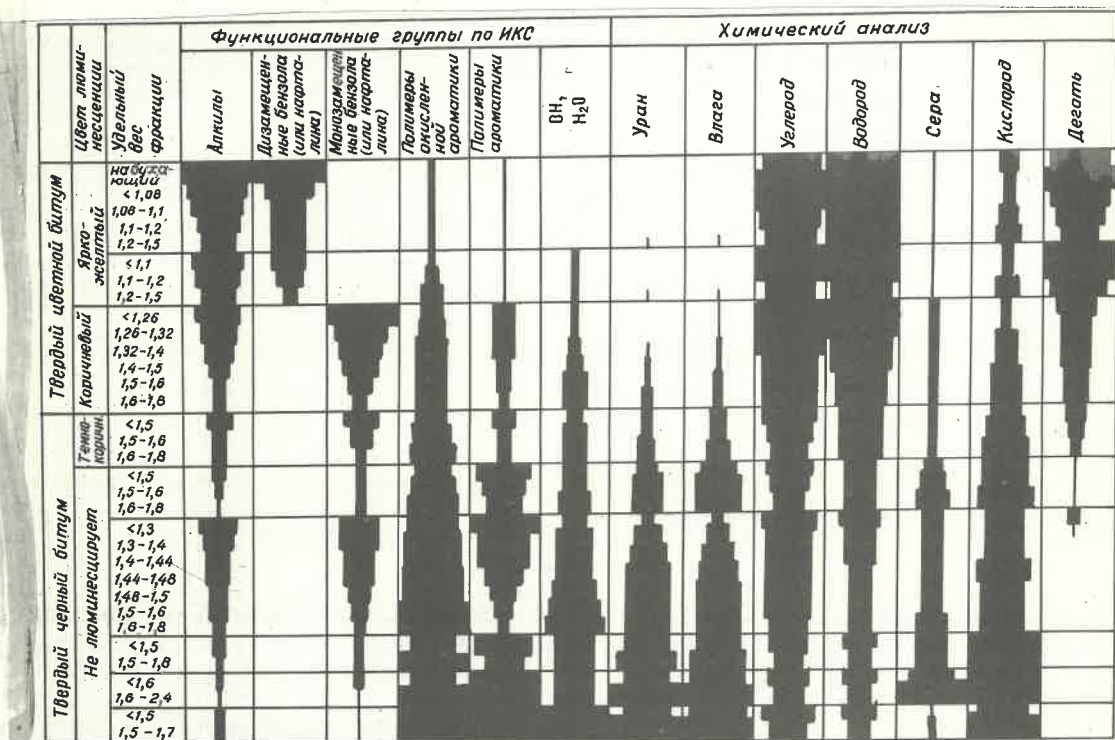


Рис. 2. Схема изменения состава битумов в зависимости от содержания урана (химические анализы выполнены А. А. Денискиной и Л. И. Кругиковой) инфракрасная спектроскопия проведена Л. С. Солнцевой)

новить переходную разновидность — набухающий битум. Он был получен из образца, состоящего в основном из цветного твердого нерастворимого битума. При растворении в хлороформе это вещество увеличивалось в объеме и, всплывая, становится желеобразным. При испарении хлороформа этот битум вновь становился твердым. В нем всегда содержится некоторое количество растворимого битума. Набухающий битум был также получен и из образца твердого растворимого цветного битума при хранении на силикагеле одной из его фракций, полученных при битуминологическом анализе. Кроме того, при хранении образцов неоднократно наблюдались превращения жидких и вязких цветных смолистых битумов в твердый цветной растворимый битум.

Таким образом, не содержащие уран битумы всех трех возрастных ассоциаций имеют ряд родственных черт в физических свойствах, составе и структуре. При определенных условиях жидкий и вязкий битумы могут переходить в цветной твердый растворимый, а последний — в твердый цветной нерастворимый битум.

2. Формы переноса исходных веществ. В. Г. Мелков пришел к выводу, что перенос макромолекул, строящих тела изучавшихся ТУВ урановых объектов, к месту

отложения этих веществ в готовом виде невозможен в газообразном состоянии, т. к. такие макромолекулы не летучи. Перенос их в виде истинных растворов также невозможен. Макромолекулы антраксолитов и керитов не растворяются, а растворы макромолекул асфальтитов и асфальтов, обладая чрезвычайной вязкостью, малоподвижны. Передвижение в форме расплава могло бы осуществляться только у асфальтитовых и асфальтовых макромолекул, способных плавиться без разложения. Расплавам таких макромолекул так же, как и их растворам свойственна чрезвычайная вязкость и поэтому малая подвижность. В дисперсном до капель состоянии они могли бы приобрести подвижность при больших давлениях и скорости перемещения подвижной среды (флюида). Если флюид находится в жидком состоянии, то должен представлять собой коллоидный раствор типа гидрозоля или грубодисперсную систему, относимую к взвесям и эмульсиям (дисперсная фаза жидкая), а если флюид находится в газообразном состоянии, то соответственно коллоидную систему типа аэрозоля или взвеси типа «дыма» (дисперсная фаза твердая), «тумана» (дисперсная фаза жидкая).

Преобразование расплава макромолекул в твердое физическое состояние

может иметь место по пути движения флюида и должно сопровождаться его переходом, если он жидкий, соответственно в коллоидную систему типа гидрозоля или грубодисперсную систему (суспензию), а если флюид газообразный, то в коллоидную систему типа аэрозоля или взвеси типа «дыма», «тумана». Оно может произойти и на месте минералообразования. «Дымы» и «туманы», являясь аналогами аэрозолей, должны быть очень неустойчивыми и при понижении давления или скорости движения «стареть» — самопроизвольно разрушаться, сбрасывать дисперсные частицы. Коллоидные системы, являясь аналогами гидрозолей, устойчивы относительно и самопроизвольного выпадения их дисперсных частиц практически не происходит. Для этого требуется участие коагуляторов — соответствующих электролитов и в больших количествах для дисперсионных коллоидов. В последнем случае возникают студенистые осадки (дрогели), а при коагуляции гидрозолей — порошки и хлопья.

Е. А. Головин для объяснения происхождения первичных настурановых руд в осадочных породах развивает идею В. Г. Мелкова о газообразном переносе из больших глубин углеводородов, необходимых для образования твердых углеродистых веществ, и сопутствующих неорганических компонентов, нужных для образования обычных минералов, парагенных этим веществам. Этот исследователь считает, что уран также переносится в таких существенно углеводородных смесях, и при их полимеризации образуются ураноносные битумы, а при их распаде — собственно настурановые руды. Эволюция такой смеси в условиях структурной ловушки могла сопровождаться последовательным сбросом привнесенных компонентов, сформировавших концентрическую последовательность минерализованных зон с накоплением газообразных продуктов и с раскристаллизацией рудных обособлений, имевших студнеобразное состояние.

Авторы статьи смогли получить минералогические доказательства участия эмульсий в формировании прожилков рудоносных битумов. На изученном проявлении твердый битум (керит), в котором встречается настуран, составляет основу прожилков и цемента брекчии в карбонатных породах. Помимо собственно керитовых прожилков, встречаются кальцит-керитовые, в которых основные массы битумного вещества обычно тяготеют к зальбандам, а крупнокристаллический кальцит — к их средним частям, причем в кристаллах кальцита отмечаются доволь-

но регулярные дисперсные выделения того же твердого битума. Агрегаты кристаллов кальцита с включениями твердого битума встречаются в собственно битумном цементе брекчии или сменяют по протяжению участки, сложенные массивным битумным веществом, в прожилках битума. Агрегаты крупных кристаллов кальцита с регулярными включениями твердого битума могли образоваться не только после отложения основной массы этого битумного вещества, но и почти одновременно с ней.

Такие агрегаты кальцита и керита часто по структуре напоминают эмульсию двух типов: углеводородных капель в водной дисперсионной среде и капель воды в углеводородной среде, рассмотренных в коллоидной химии. В первом случае зальбанды керит-кальцитовых прожилков сложены твердым битумным веществом в виде сросшихся шаровидных или овоидных макровыделений. В средних частях таких прожилков агрегаты крупных кристаллов кальцита содержат весьма регулярную мелкую вкрапленность твердого битума правильной шарообразной формы, размеры которой несколько увеличиваются по мере приближения к зальбандам. Каждый из кристаллов кальцита содержит довольно много таких включений твердого битума правильной шарообразной формы.

Эти кристаллы, в свою очередь, часто разделены на псевдозерна, имеющие почти такие же размеры и форму, что и вкрапленники твердого битума. С краев подобные псевдозерна пропитаны тонкодисперсным твердым битумным веществом. Соседние псевдозерна кальцита имеют трещинки спайности одних и тех же направлений и одинаковое угасание в скрещенных николях.

Эмульсию второго типа напоминают другие керит-кальцитовые агрегаты, которые также часто встречаются в средних частях кальцит-керитовых и керитовых прожилков. В них твердое битумное вещество образует сетки с довольно регулярными ячейками, имеющими в одних случаях сферическую, а в других — неправильную петельчатую форму. Зерна хорошо раскристаллизованного кальцита обычно полностью выполняют такие ячейки и поэтому имеют либо неправильную изометрическую форму, либо вид шариков. При этом соседние зерна кальцита имеют трещинки спайности одних и тех же направлений и одинаковое угасание в скрещенных николях и поэтому как бы принадлежат к «единому прерывистому сверхкристаллу».

Из коллоидной химии известно, что

эмульсии стабилизируются особыми поверхностно-активными веществами — эмульгаторами. В концентрированных системах тип эмульсии определяется гидрофильно-липофильным (гидрофобным) балансом эмульгатора, причем если он несколько сдвинут в сторону гидрофильности, получается прямая эмульсия частиц углеводородов в воде, а при сдвиге в сторону гидрофобности — обратная эмульсия капелек воды в углеводородной среде. В соответствии с этим скопления шариков твердого битума в крупных кристаллах кальцита можно принять за затвердевшую прямую эмульсию, а шариков кальцита в твердом битуме — за затвердевшую обратную эмульсию.

Наиболее распространена среди кальцит-керитовых агрегатов в прожилках затвердевшая прямая эмульсия сферических частиц твердого битума в кристаллах кальцита, имеющая и наиболее регулярное строение. Поэтому можно предположить, что прямая эмульсия жидковязких углеводородных частиц в карбонатном растворе, обладающая к тому же значительно большей подвижностью, чем обратная, являлась основой минералообразующего флюида, из которого могли отлагаться и сплошные массы твердого битума. Процесс образования макровывделений керита из эмульсии дисперсных жидковязких углеводородных частичек протекал, возможно, в несколько стадий (слияние в крупные частицы, затверждение, осаждение), последовательность которых могла быть различной: слияние + осаждение — затверждение; слияние — осаждение — затверждение; слияние — затверждение + осаждение. Этот процесс, очевидно, проходил при почти одновременной кристаллизации кальцита, обычно протекающей после отложения основных масс битумного вещества. Но она могла начаться и несколько раньше, тем самым подавляя, процесс образования твердого битумного вещества на любой его стадии.

Таким образом, в прожилках установленная весьма тесная парагенетическая связь между твердым битумом типа керита и кальцитом, которые, судя по присутствию среди их агрегатов структур «затвердевшей эмульсии», могли отлагаться из единой минералообразующей системы, имевшей, очевидно, свойства эмульсии жидковязких углеводородных частиц в карбонатном растворе. Поскольку настуран отлагался почти одновременно с этим битумным веществом и несколько позже его в тесной микропарагенетической ассоциации с кальцитом, можно заключить, что этот минерал образовался из карбонатного раствора — дисперсионной среды

эмульсии. Так как настуран весьма избирательно отложился только в битумном веществе, которое при этом сильно изменялось, можно предположить, что происходило активное взаимодействие между битумным веществом и урансодержащим карбонатным раствором — дисперсионной средой эмульсии, и что подобное взаимодействие было необходимо для отложения этого рудного минерала.

3. Конституция твердых углеродистых веществ. Она очень четко показана В. Г. Мелковым [3], который и назвал их твердыми аморфными углеродистыми веществами (минералами). Данные о геологии, свойствах, составе и структуре этих природных соединений, состоящих из углерода и водорода, не всегда содержащих те или иные количества азота, кислорода и серы, свидетельствует о принадлежности их к объектам минералогии. Такие природные соединения углерода встречаются в качестве составных частей руд и других природных минеральных ассоциаций. Их специфика как химических соединений заключается в полимерном характере, а как физических тел — в существовании при нормальных условиях в аморфном фазовом и твердом стеклообразном физическом (агрегатном) состояниях.

В общем случае структуры твердых аморфных углеродистых минералов как высокомолекулярных соединений (полимеров) должны определяться двумя взаимосвязанными элементами — молекулярным и надмолекулярным. Те или иные особенности каждого такого элемента оказывают порой очень существенное влияние на физические и физико-химические свойства полимеров. Молекулярный элемент структур определяется химическим строением цепи и формой макромолекулы, а также меж- и внутримолекулярным взаимодействием. Надмолекулярный элемент структуры аморфных, в частности, органических полимеров зависит от взаимного расположения макромолекул. Характеризуя степень упорядоченности макромолекул, он выражается формой и размером независимых простейших (первичных) надмолекулярных и высших (вторичных) структурных частиц, их физическим состоянием (твердое аморфное, твердое кристаллическое) и их сочетанием в теле полимера (надмолекулярные структуры).

Авторы статьи принимали активное участие в изучении строения битумных веществ, которое было проведено В. Т. Дубинчуком и В. Н. Шевченко на электронном микроскопе [6]. Впервые удал

получить прямые доказательства полимерной природы этих веществ, обнаружив в них микроструктуры, сходные с надмолекулярными структурами искусственных полимеров, т. е. явления агрегации длинных, цепочечных гибких макромолекул. Дальнейшие исследования позволили выявить основные закономерности надмолекулярного структурообразования твердых битумных веществ. Прямые доказательства полимерной природы твердых битумов позволяют применить принципы строения искусственных полимеров для анализа данных о их составе и строении.

Наибольших размеров элементы надмолекулярных структур достигают в наименее (озокерит, вюрциллит) и наиболее (высшие кериты и большинство антраксолитов) карбонизованных битумных веществах; асфальтиты и низшие кериты характеризуются небольшими размерами таких элементов. Наиболее совершенные надмолекулярные структуры установлены у озокеритоподобных битумов и у большинства антраксолитов, т. е. у веществ, совершенно различных по всему комплексу физико-химических свойств и обнаруживших сходство только в одном — простоте химического состава, по которой они к тому же близки к кристаллическим гомологам: соответственно к парафинам и графиту, которые являются полимерными молекулярно-кристаллическими веществами. Все остальные изученные битумы (асфальтит, вюрциллит, кериты) имеют не только менее совершенные надмолекулярные структуры, но и более сложный состав макромолекул (по инфракрасным спектрам), а по степени карбонизации занимают промежуточное положение между алифатическими (озокеритами) и существенно ароматическими веществами — антраксолитами.

Согласно А. И. Китайгородскому, для молекулярно-кристаллических парафинов и графита характерна плотная упаковка молекул по принципу «выступ во впадину», причем форма «тела» молекул определяется объемом, описанным с помощью межмолекулярных радиусов вокруг «реальных» молекул. Очевидно, этот принцип плотной упаковки должен быть применим в полной мере к озокеритам и большинству антраксолитов, для всех остальных твердых битумов, имеющих более сложный состав, плотная упаковка макромолекул может быть идеальным пределом упорядочения.

4. Исходные вещества. В. Г. Мелков пришел к выводу, что исходные вещества для ТУВ имеют эндогенную природу, а ископаемые угли, горючие сланцы и так

называемые битуминозные осадочные горные породы хотя и привлекают к себе внимание как возможные источники ТУВ, но не могут быть ими. Первые два природных образования полимерная химия использует при синтезе органических полимеров, как нефть и горючие газы, предварительно подвергая их термическому (крекинг, пиролиз) разложению. Из ископаемых углей необходимые для органических полимеров мономеры получаются в результате сухой перегонки, осуществляемой только при 700 °С.

В эндогенных условиях сырые нефти, нефтяные газы, ископаемые угли, горючие сланцы и битуминозные осадочные горные породы могут стать источниками требующихся для реакции полимеризации и поликонденсации мономеров только в результате термической деструкции типа крекинга и пиролиза (400—800 °С). Для этого необходим их контакт с источниками высоких температур (погружение на глубины в многие тысячи метров, воздействие магматических масс и др.).

Представлениям В. Г. Мелкова противоречат данные авторов статьи, которые были установлены признаки прямой генетической связи черных ураноносных битумов с ТУВ, которые могли образоваться из нефтеподобных веществ: смолистых битумов, керито- и асфальтитоподобных, парафиновых веществ.

В последнем случае линзочки твердого битума из обломочной породы имеют зональное строение по наблюдениям в проходящем свете. Черный битум с тонкодисперсными микровключениями настурана находится в периферических частях, а цветной (от бурого до красного и желтого) приурочен к средним частям линзочек.

Часто микрозональность более сложная: внешняя зона представлена черным, промежуточная — цветным безрудным битумом, а внутренняя состоит из безрудного белого битумного вещества. Подобная битумная микрозональность проявлена с различной полнотой, но весьма однотипно во многих (до тысячи!) линзочек битумного вещества, причем не было отмечено ни одного случая иного расположения зон. После разламывания многих линзочек было установлено, что белому в проходящем свете битумному веществу макроскопически соответствует белое мягкое пластичное углеродистое вещество. В препаратах обнаруживается его кристаллическое строение, причем волокнистые кристаллы имеют сильное двупреломление. По комплексу физических свойств это вещество похоже на гатчетит — одну из светлоокрашенных

разновидностей озокерита. Частичная сохранность легкоплавкого парафинистого битума при его преобразовании в такое керитоподобное вещество должна указывать на относительно невысокую (менее 100 °С) температуру такого превращения.

Все приведенное характеризует основные генетические особенности углеродистых веществ с разных сторон. Минералого-геохимические данные авторов статьи имеют различное отношение к глубоким и оригинальным теоретическим построениям В. Г. Мелкова. В одних случаях они существенно дополняют эти представления: впервые получена информация о надмолекулярных структурах. В других — делают теоретические представления более конкретными и доказанными: выводы о «затвердевших» эмульсиях. В третьих, они отражают важный характер более частных явлений: стадийность минералообразования. В четвертых, эти данные находятся в теоретических представлениях В. Г. Мелкова в резком противоречии: признаки исходных веществ, из которых возникали твердые битумы, и наблюдение постепенных пере-

ходов между битумными веществами разных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологические и минералого-геохимические особенности урано-битумных месторождений в красноцветных толщах/И. Д. Ермаков, Д. И. Иванов, Г. В. Комарова и др./Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., 1968, С. 334—357.
2. В. Б. Мелков. Предисловие//Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. — М.: Наука, 1968. С. 6—7.
3. Определение твердых углеродистых веществ (минералов)/В. Г. Мелков, А. М. Сергеева, А. А. Горшков и др./Люминесцентная битуминология. М., 1975, С. 82—115.
4. Основные пути преобразования битумов в природе/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. — Л.: Недра, 1961 (Тр. ВНИГРИ, Вып. 184).
5. Основы генетической классификации битумов/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. — Л.: Недра, 1964 (Тр. ВНИГРИ, Вып. 230).
6. Пеньков В. Ф., Шевченко В. Н., Успенский В. А., Дубинчук В. Т. Надмолекулярные структуры в керитах//Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 3.
7. Роль твердых углеродистых веществ в формировании эндогенного уранового оруденения/Составители: В. Г. Мелков, А. М. Сергеев. — М.: Недра, 1990.

УДК 550.84+548.4+552.2

© Д. Н. Хитаров, М. Н. Кандинов, Г. Ф. Агапова, 1993

Использование результатов изучения флюидных включений и экспериментальных работ при решении теоретических и практических задач рудообразования

Д. Н. ХИТАРОВ, М. Н. КАНДИНОВ, Г. Ф. АГАПОВА

Как методы изучения флюидных включений в минералах, так и экспериментальные исследования гидротермальных систем эффективны для выяснения различных вопросов рудообразования и используются достаточно широко. Однако в большинстве случаев исследователи, изучая природные процессы, применяют один из вышеуказанных подходов в зависимости от ориентации их лабораторий, возможностей и решаемых задач. Между тем, совершенно очевидно, что наиболее целесообразно взаимоувязанное использование результатов термобарогеохимических исследований и эксперимента. Термобарогеохимические методы изучения флюидных включений позволяют получать объективные количественные данные об

условиях протекания рудообразующих процессов. Однако последующая интерпретация данных достаточно часто бывает субъективна и требует экспериментальной проверки.

В свою очередь, результаты экспериментальных работ нередко критикуются геологами, поскольку соответствие параметров эксперимента природным не всегда достаточно обосновано. В таких случаях возникает мнение о необходимости выбора параметров эксперимента, исходя из термобарогеохимических данных.

Сказанное подтверждает мысль о том, что при изучении процессов рудообразования весьма перспективно сочетание термобарогеохимических и эксперимен-

тальных методов. Помимо того что комплексное использование экспериментальных и термобарогеохимических методов значительно расширяет объем и достоверность информации о процессах гидротермального рудообразования, оно позволяет более обоснованно подойти к последующему построению геолого-геохимических и физико-химических моделей различных типов месторождений. Лаборатория минералообразующих растворов ВИМСа является одной из немногих в мире, в которой на протяжении более чем 25 лет постоянно применяются совместно оба указанных метода.

С целью выяснения физико-химических условий протекания природных рудообразующих процессов на протяжении всех этих лет авторами детально изучались включения в минералах из урановых, флюоритовых, вольфрамовых, полиметаллических и других месторождений различных регионов нашей страны [3, 6 и др.]. Результаты этих исследований позволили оценить количественные значения физико-химических параметров для гидротерм, формировавших месторождения соответствующих формационных типов. Значения указанных параметров достаточно характерны для каждого типа месторождений (рис. 1) и изменяются в сравнительно узких пределах. Иными словами, совокупность термобарогеохимических данных позволяет говорить о специфичности гидротермальных растворов, ответственных за формирование как месторождений, так и отдельных формационно-генетических типов в целом. Основными параметрами, характеризующими особенности разнотипных рудообразующих флюидных систем, являются температура минералообразования, общая минерализация растворов и их макрокомпонентный состав. Типоморфная характеристика состава растворов определяется абсолютными значениями концентраций содержащихся в них компонентов (углекислоты, хлора, сульфатной и сульфидной серы, фтора, натрия, калия, кальция, магния), их количественным соотношением и, что особенно важно, степенью выдержанности для данного типа месторождений уровня этих концентраций, что прежде всего и обуславливает типоморфность компонентов.

Не вдаваясь в детальное рассмотрение всех индивидуальных особенностей гидротерм, представленных на рис. 1, отметим только некоторые наиболее очевидные их отличительные черты. Так, составы растворов включений в минералах гидротермальных урановых месторождений четко отличаются от других резко повышен-

ной карбонатностью, в то время как для растворов полиметаллических, медно-порфировых и золоторудных месторождений в анионной части растворов резко преобладает хлор. В табл. 1 приведены данные о составе минералообразующих растворов для разнотипных месторождений Монголо-Забайкальской провинции. Состав растворов в зависимости от типа месторождений закономерно меняется от хлоридного, через хлоридно-карбонатный к гидрокарбонатному и гидрокарбонатно-сульфатному. Также меняются содержание углекислоты во флюидных включениях и общая минерализация растворов. Аналогичные данные получены по месторождениям Казахстана, Средней Азии и других регионов.

Выявленные закономерности позволяют полагать, что для привноса рудного компонента к месту его концентрации в структурной ловушке необходимо наличие в данном блоке земной коры строго специфичных в отношении этого компонента растворов. Отсюда следует чрезвычайно важный вывод о том, что возникновение перспективных рудных узлов и металлогенических зон связано не только с наличием источника рудного вещества, но и с существованием на той или иной стадии активизации гидротермальных растворов, обладающих специфическими свойствами, способствующими мобилизации конкретного рудного компонента и его транспортировке к месту рудоотложения. Близость свойств отдельных рудных компонентов определяет и их постоянные парагенетические ассоциации в рудах, поскольку их транспортировка происходит одним рудоносным раствором. Сделанный вывод имеет важное значение для решения не только общих рудогенетических задач, но и для прикладных геолого-прогнозного характера, поскольку современные термобарогеохимические методы позволяют и изучать минералы рудных ассоциаций, и экспрессно выявлять особенности включений в ореолах пропаривания вмещающих пород, в достаточной степени удаленных от конкретных рудных тел [2]. Отсюда очевидна большая значимость термобарогеохимических исследований для оценки перспективности отдельных блоков и территорий на обнаружение промышленного оруденения.

Интересно отметить, что растворы, специфичные для какого-либо типа месторождений, сохраняя свои главные особенности, необходимые для переноса рудного компонента, в различных регионах приобретают и определенные региональные свойства. Это можно проиллюстрировать на примере растворов, формиро-

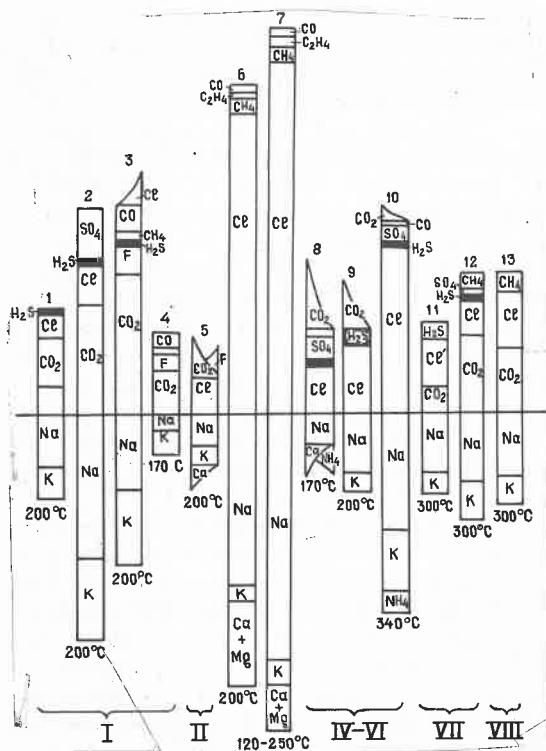


Рис. 1. Сравнительные геохимические характеристики гидротермальных растворов, формировавших месторождения различных типов (по термобарогеохимическим данным):

месторождения: урана — 1 — Северного Казахстана, 2 — Алдана, 3 — Восточного Забайкалья; флюорита — 4 — Восточного Забайкалья, 5 — Чаткало-Кураминской зоны, 6 — Южного Тянь-Шаня; 7 — стратиформные полиметаллические Южного Казахстана и Средней Азии; 8 — сурьмяно-ртутные Туркестана; 9 — свинцово-цинковые и медно-висмутовые; 10 — медно-порфировые Чаткало-Кураминской зоны; золота — 11 — Чаткало-Кураминской зоны, 12 — Центральноказахстанской провинции; 13 — вольфрам-молибденовые Средней Азии; I—VIII — гидрогеохимические группы минералообразующих растворов.

вавших промышленное урановое оруденение (табл. 2).

Главные черты ураноносных гидротерм — умеренная температура (около 200 °C), высокая карбонатность растворов (2,0—2,25 моль/кг H_2O), существенно калиево-натриевый состав их катионной части и переменные количества хлора в анионной части. Однако в конкретных регионах урановорудные растворы имеют и свои особенности. Если на месторождениях Северного и Центрального Казахстана наряду с углекислотой в анионной части ведущим компонентом является хлор, то на Алданском щите его содержание снижается в два раза, но повышается роль сульфат-иона. В растворах Стрельцовского района (Восточное Забайкалье) роль хлора вообще сводится к нулю, в то время как фтор (который для всех других типов, по существу, является

микрокомпонентом) приобретает здесь важное значение, что отражается и в минеральных парагенезисах этого типа урановых месторождений.

Из этого следует два вывода. Во-первых, очевидно, что в общем плане специализация рудоконтролирующих растворов должна определяться типом геотектонического развития отдельных территорий. В целом облик растворов контролируется как региональными, так и локальными факторами. Первые из них, связанные с историей геотектонического развития, сказываются на региональной специфике растворов, определяя их общий характер, например, относительно низкую хлоридность, повышенную углекислотность и калиево-натриевый состав различных гидротерм Забайкалья (см. табл. 1). Локальные факторы зависят от вариаций температур в пределах различных блоков и структур, состава вмещающих пород, их проницаемости и т. д. Общерегionalные факторы в конечном итоге контролируют тип и особенности рудных формаций, а локальные, варьируя в пространстве и времени, определяют закономерности возникновения и размещения месторождений в пределах отдельных блоков земной коры, минеральный состав рудных тел, а также возможность телескопирования или разобщения в пространстве разновозрастных и разнотипных минеральных ассоциаций.

Второй вывод, на наш взгляд, представляется более важным. Возникающие вариации в составе гидротерм, которые не затрагивают их главные особенности, определяющие возможность транспортировки рудного компонента, могут сказываться на масштабах оруденения. Это можно проиллюстрировать опять-таки на примере ураноносных гидротерм. Хотя вся совокупность ураноносных минералообразующих растворов, с одной стороны, едина по химической сущности, с другой, она может быть достаточно уверенно разделена на три различающиеся группы, формирующие урановое оруденение различной масштабности.

К первой группе (зabayкальский тип) мы относим фторидно-карбонатные растворы с высокой активностью калия (отношение Na/K близко к 1,2), сравнительно большим содержанием восстановленных компонентов (углеводороды и CO) и подчиненным количеством хлора при отсутствии сульфатной серы и умеренных содержаниях сульфидной (см. табл. 2). Растворы этой группы формируют крупные и уникальные по размерам оруденения месторождения в гидрослюдизитах с жильными, прожилковыми и

1. Термобарогеохимические условия образования месторождений различных типов Монголо-Забайкальской провинции

Рудный элемент	$T_{обр}, ^\circ\text{C}$	$P, \text{ МПа}$	Содержание макрокомпонентов, моль/кг H_2O								Концентрация растворов, г/кг H_2O
			Na	K	Ca, Mg	ΣCO_2	Cl	F	SO_4	$\Sigma\text{H}_2\text{S}$	
Mo	>300	до 200	4,6	2,9	—	1,8	4,1	2,6	—	0,1	<700
Sn—W	300	до 180	4,8	1,0	—	1,4	1,6	1,9	—	<0,1	300
Sn	300	до 180	1,6	1,9	0,3	1,8	0,8	0,3	<0,1	0,3	270
Pb—Zn	280	до 100	3,3	1,0	—	2,1	0,6	0,9	—	0,2	250
U—Mo	200	до 70	1,5	1,3	0,2	2,2	0,1	0,5	<0,1	<0,1	200
CaF_2	180	до 40	1,0	1,2	—	2,1	—	0,7	—	—	>200
Au	180	до 40	1,3	0,5	0,4	1,0	—	1,7	0,2	0,3	>200

прожилково-вкрапленными уран-молибденовыми контрастными рудами.

Во вторую группу (казахстанский тип) входят хлоридно-карбонатные растворы с резко преобладающей ролью натрия (Na/K близко к 3). Содержания сульфидной серы умеренные, а сульфатная сера и фтор отсутствуют (см. табл. 2). Растворы этого типа формировали разнообразные по облику сравнительно крупные, средние и мелкие уран-молибденовые, урановые в березитах, а также уран-фосфорные и уран-титановые месторождения в эйситах.

Третью группу (алданский тип) составляют хлоридно-сульфатно-карбонатные калиево-натриевые растворы (см. табл. 2), образовавшие месторождения уран-титанового и уран-фосфорного типов. Эти растворы являются более окисленными и минерализованными по сравнению с другими типами урановорудных гидротерм. Формируемые ими руды обычно метасоматические, микровкрапленные, слабоконтрастные.

Таким образом, открывается возможность проводить оценку масштабов оруденения по термобарогеохимическим данным уже на ранних стадиях его выявления.

Хотя приведенные заключения опираются на достаточно большой авторский (более 300 образцов из более 45 месторождений) и литературный материал, они, естественно, во многих случаях не окончательны. Дальнейшее накопление термобарогеохимических данных по включениям в минералах месторождений могут уточнить или даже изменить их. Однако принципиальные положения — наличие

строгой специфичности растворов, формировавших то или иное оруденение, и взаимосвязи между их термобарогеохимическими особенностями и масштабом руд — при этом вряд ли изменятся. В любом случае поставленные вопросы представляются актуальными и поэтому нуждаются в дальнейшей разработке на основе расширения и углубления термобарогеохимических исследований с учетом других данных (экспериментальных, минералогических, петрологических, геотектонических и т. д.).

Как отмечалось, термобарогеохимические исследования постоянно подкреплялись нами соответствующими экспериментами, и наоборот. Уже на первых этапах прежде всего проверялась способность растворов, оцененных нами по термобарогеохимическим данным как типично ураноносные, переносить уран и его основные спутники — молибден и титан [8, 9, 10]. Результаты этих экспериментов, выполненных при 200°C с использованием искусственных растворов соответствующего состава, подтвердили возможность транспортировки последними урана, молибдена и титана в количествах, отвечающих существующим представлениям о концентрациях рудных компонентов в растворах ($n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-1}$ г/л).

Другая серия экспериментов [1, 7] была проведена с целью изучения взаимодействия этих же искусственных растворов, не содержащих изначально уран, с различными горными породами (магматическими, метаморфическими, осадочными), имеющими близкларковые содержания урана. При фильтрации через любые из взятых нами пород исходные

2. Составы урановорудных растворов различных регионов моля/кг H₂O

Компоненты	Алдан	Восточное Забайкалье	Северный и Центральный Казахстан	
	1	2	3	4
Na ⁺	2,50	1,50	2,00	2,50
K ⁺	1,50	1,30	0,50	1,00
Ca ²⁺	0,10	0,02	0,10	0,10
Mg ²⁺	0,20	0,01	0,10	0,10
NH ₄ ⁺	0,10	0,01	0,03	0,03
ΣCO ₂	2,20	2,23	1,00	2,00
Cl ⁻	0,80	0,10	1,80	1,80
F ⁻	0,10	0,50	0,01	0,01
SO ₄ ²⁻	0,50	0,01	0,01	0,01
ΣH ₂ S	0,30	0,01	0,05	0,05
Na/K	1,60	1,15	4,00	2,50
Cl/HCO ₃	0,36	0,04	1,80	0,90
pH(200 °C)	7,88	7,87	7,46	7,66
M, г/л	>300	200	250—300	250

Примечание. Типы руд урановых месторождений: 1 — золото-уран-титановые в гумбейтах; 2 — уран-молибденовые и урановые в аргиллизитах; 3 — уран-фосфорные и уран-титановые в эйситах; 4 — уран-молибденовые и урановые в березитах.

3. Результаты экспериментального моделирования процесса осаждения U, Ti и Mo при дегазации сульфидно-карбонатных растворов

Номер опыта	Скорость фильтрации, мл/см ² ·мин	Концентрации металлов после дегазации раствора, г/л		
		U	Ti	Mo
1.1	2,50	1,6·10 ⁻²	1,7·10 ⁻⁴	—
1.2	2,00	9,3·10 ⁻²	3,7·10 ⁻⁵	—
1.3	0,35	3,5·10 ⁻²	2,0·10 ⁻⁵	—
1.4	0,11	3,0·10 ⁻³	Не обн.	—
1.5	0,06	8,3·10 ⁻⁴	Не обн.	—
2.1	0,90	—	—	9,1·10 ⁻²
2.2	0,93	—	—	9,8·10 ⁻²
2.3	0,61	—	—	5,5·10 ⁻²
2.4	0,08	—	—	4,3·10 ⁻²
2.5	0,07	—	—	8,0·10 ⁻³

Примечание. Опыты 1.1—1.5 выполнялись при T=200 °C; pH_{исх}=7,04; C_{U исх}=6,4·10⁻², C_{Ti исх}=6,3·10⁻⁴ г/л; опыты 2.1—2.5 выполнялись при T=250 °C, pH_{исх}=7,04, C_{Mo исх}=9,0·10⁻² г/л

растворы выщелачивали из них уран, концентрация которого в этих растворах в среднем за 10 сут. достигала $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-4}$ г/л, соответствующих предпологаемым содержаниям урана в природных рудоносных растворах. Эти результаты подтверждают сделанный ранее на основании термобарогеохимических данных вывод о том, что при наличии в регионе растворов соответствующего специфиче-

ского состава последние могут становиться рудоносными при отсутствии специального (магматогенного или подкорового) источника рудных компонентов.

Примером того, когда результаты экспериментальных исследований нуждаются в подтверждении термобарогеохимическими данными, являются выполненные нами опыты по оценке роли рудоносных растворов в формировании уранового, уран-молибденового и уран-титанового оруденения. Проведенные Е. М. Шмариовичем термодинамические расчеты процесса дегазации рудоносных растворов показали, что удаление из них CO₂ при снижении общего давления в системе до давления насыщенного пара сначала сопровождается некоторым ростом концентрации урана в растворе, а затем приводит к его практически полному осаждению. В ходе данного процесса наблюдается постоянное снижение концентрации молибдена от исходной ($3,16 \cdot 10^{-2}$) до $7,76 \cdot 10^{-5}$ г/л. С целью проверки расчетов было выполнено моделирование этого процесса. Эксперименты проводились в динамических условиях с различной скоростью фильтрации при температурах 200—300 °C с использованием искусственно приготовленных сульфидно-карбонатных растворов, содержащих U, Ti и Mo. Дегазация растворов осуществлялась при сбросе давления в реакторе от 5—6 МПа до давления насыщенного пара.

Отметим также четкое влияние кинетического фактора на осаждение рудных компонентов (табл. 3): при высоких скоростях фильтрации растворов (даже в случае достаточно резкого перепада давления) концентрирования рудных компонентов не наблюдается. Осаждение U, Mo и Ti происходит при скоростях фильтрации раствора менее 0,1 мл/см²·мин. При этих условиях снижение давления до давления насыщенного пара сопровождается вскипанием раствора и контрастным осаждением металлов (до 99 %). U осаждается в виде уранинита, эпиянтинита и колломорфных выделений аморфного вещества, из которых растут кристаллы гидроксида урана. Mo осаждается в виде молибденита с примесью аморфной фазы состава MoS₃. Выпадавшие титановые фазы не идентифицированы.

Таким образом, термодинамические расчеты и результаты экспериментов свидетельствуют о важной роли процесса дегазации углекислоты в формировании различных типов уранового оруденения.

Признаки дегазации урановорудных растворов были обнаружены и при термо-

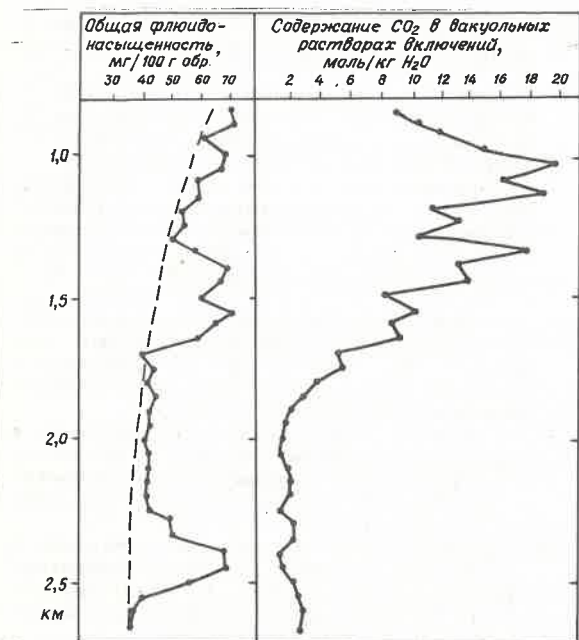


Рис. 2. Характер изменения общей флюидонасыщенности пород и содержания углекислоты в вакуольных растворах включений в кварце по разрезу скважины Стрельцовского уранового месторождения

барогеохимическом изучении вертикального разреза Стрельцовского уранового месторождения по керну скважин, пробуренных до глубины 1,8—2,6 км. На рис. 2 показан характер изменения общей флюидонасыщенности пород и концентрации CO_2 в вакуольных растворах включений в кварце гранитов фундамента по одной из скважин. Ниже глубины 1,6 км (абс. отм — 1 км) содержание CO_2 в растворе колеблется в узких пределах — 2—3 моль/кг H_2O . Вероятно, именно такие значения характеризуют содержание углекислоты в исходном гомогенном растворе. Выше глубины 1,6 км отмечается резкое изменение ее концентрации: от 2 до 20 моль/кг H_2O . И именно выше указанной глубины в кварце гранитов авторы наблюдали наряду с обычными газово-жидкими включениями достаточно широко развитые включения чистой углекислоты (отсутствующие ниже этого уровня). Все это свидетельствует о дифференциации первичного гомогенного углекисло-водно-солевого раствора на существенно водно-солевую и углекислотную составляющие в пределах верхней части микротрещиноватого гранитного фундамента. Анализ экспериментальных данных по состоянию водно-солевой системы с углекислотой [4] показал, что дифференциация растворов, близких по составу изученным нами, должна происходить при температуре 200—250 °С и при давлениях 30—35 МПа, что хорошо согла-

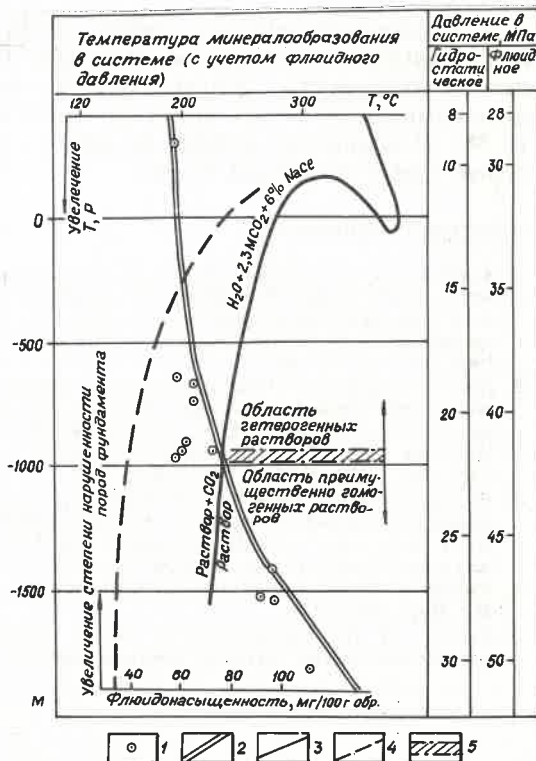


Рис. 3. Изменение основных физико-химических параметров минералообразования в разрезе Стрельцовского месторождения:

1 — модальные значения температур гомогенизации вторичных включений в кварце гранитов фундамента; кривые: 2 — изменения температуры с учетом флюидного давления, 3 — равновесия углекисло-водно-солевого раствора (состав: 2,3 моль CO_2 + 6 % NaCl на 1 кг воды), 4 — изменения флюидонасыщенности пород фундамента, характеризующая степень их микронарушенности; 5 — предполагаемая граница области гетерогенизации минералообразующих растворов

суется, с одной стороны, с данными наших экспериментов и расчетов, а с другой, — с результатами термобарогеохимического изучения руд Стрельцовского месторождения (см. табл. 1, 2).

Из сказанного уже очевидны некоторые выводы о возможностях использования термобарогеохимических и экспериментальных методов для решения практических геологических и геолого-оценочных задач. Например, приведенные на рис. 3 обобщенные данные об изменении основных физико-химических параметров минералообразования в вертикальном разрезе Стрельцовского структурного узла однозначно говорят о перспективности поисков богатых промышленных уран-молибденовых руд ниже границы дифференциации рудообразующего раствора. Другие возможности термобарогеохимических методов поиска месторождений полезных ископаемых описаны нами ранее [2, 5].

В заключение считаем своим долгом подчеркнуть, что проблемы, рассмотренные в этой статье долгие годы изучались нами под руководством и при участии Е. М. Шмариовича, добрая память о котором живет в каждом из нас.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г. Ф., Модников И. С., Константинов А. К. Моделирование процесса гидротермального выщелачивания урана и его спутников из гранитоидов // Геология рудных месторождений. 1990. № 2. С. 78—84.
2. Долгоживущие разломы фундамента вулканических сооружений и их роль в формировании уранового оруденения // И. С. Модников, Л. П. Ишукова, Д. А. Горелов и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 99—106.
3. Растворы газово-жидких включений на гидротермальных молибден-урановых месторождениях // Д. Н. Хитаров, Е. М. Шмариович, А. А. Ашихмин и др. // Сов. геология. 1982. № 12. С. 109—115.
4. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. — М.: Мир, 1987. Т. 1.
5. Хитаров Д. Н., Кандинов М. Н. Основы термобарогеохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых // Современные физические методы в поисковой минералогии. М. 1988. С. 115—124.
6. Хитаров Д. Н., Шмариович Е. М., Реутин Ю. В. Физико-химические особенности растворов, сформировавших гидротермальные месторождения урана // Сов. геология. 1980. № 5. С. 90—99.
7. Экспериментальное изучение выщелачивания урана из различных пород термальными сульфидно-карбонатными растворами // Г. Ф. Агапова, В. М. Рехарская, Е. М. Шмариович и др. // Геология рудных месторождений. 1984. № 3. С. 87—95.
8. Экспериментальное изучение поведения молибдена в термальных сульфидно-карбонатных растворах // Г. Ф. Агапова, Е. М. Шмариович, И. М. Воробьев и др. // Геология рудных месторождений. 1987. № 1. С. 77—86.
9. Экспериментальное изучение поведения титана в термальных сульфидно-карбонатных растворах // Г. Ф. Агапова, И. С. Модников, Е. М. Шмариович и др. // Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 73—79.
10. Экспериментальное изучение поведения урана в термальных щелочных сульфидно-карбонатных растворах // Г. Ф. Агапова, Е. М. Шмариович, Д. Н. Хитаров и др. // Геология рудных месторождений. 1981. № 3. С. 87—98.

Взаимосвязь эндогенных и экзогенных процессов уранового рудогенеза в щелочных метасоматитах докембрия

И. Г. МИНЕЕВА

Несмотря на большое разнообразие щелочных метасоматитов докембрия, формирование протерозойских промышленных урановых месторождений на щитах связано преимущественно с альбититами, развитыми в зонах крупных региональных долгоживущих разломов. Подобные приразломные метасоматиты известны в Канаде, Швеции, Бразилии, Иране, Камеруне. Однако наиболее интенсивны процессы уранового рудогенеза в альбитах центральной части Украинского щита.

Ураноносные альбититы, как продукт натриевого метасоматоза, имеют все признаки и свойства формации полевошпатовых метасоматитов, эндогенная природа которых не вызывает сомнений (А. А. Бесус, 1968). Крупные тектонические нарушения, контролирующее размещение ураноносных формаций, представляют постранинизационные метасоматические зоны, сформировавшиеся в процессе позднеорогенного ультраметаморфизма и раннеплатформенного гранитоидного магматизма в условиях амфиболитовой фации. Ураноносные тектоно-метасоматические зоны приурочены к зрелым куполам палигенных лейкократовых гранитов и аляскитов. Характерна прямая связь между интенсивностью гранитизации и интенсивностью щелочного метасоматоза.

На примере промышленных месторождений урана в альбититах Украинского щита при объемном минералогическом картировании пространственно временных изменений парагенетических ассоциаций темноцветных породообразующих урановых минералов и разновалентных оксидов железа установлена длительно формирующаяся полизональность: доальбитовая (ультраметаморфическая), собственно альбитовая, древняя эпигенетическая (постальбитовая) и молодая эпигенетическая (И. Г. Минеева, 1986).

Доальбитовая метаморфическая зональность прослеживается в реликтах, отличается наличием в парагенезисах пироксенов и амфиболов, самостоятельного значения на промышленных месторождениях не имеет. Более

распространена на рудопоявлениях или в безрудных метасоматитах.

Собственно альбитовая зональность — симметричная кольцевая, представлена двумя парагенетическими ассоциациями минералов — существенно рибекитовыми и эгириновыми с характерным присутствием оксида железа — маршита. Подчинена законам инфильтрационной зональности. Проявлена на всех объектах ураноносных альбититов.

Древняя эпигенетическая (постальбитовая) зональность — не симметричная, развивается по крупным тектоническим нарушениям в зонах трещиноватости, в условиях постальбитового катаклаза; наложенная, трансформирующая альбитовую зональность. Представлена двумя парагенетическими ассоциациями темноцветных минералов — флогопит-магнетит-карбонатной и хлорит-гематит-карбонатной.

Молодая эпигенетическая зональность — преимущественно вертикальная, односторонняя, несимметричная, наиболее четко выражена в корях выветривания, развитых в верхних частях альбититовых тел, зонах интенсивной трещиноватости и обводнения. Представлена двумя парагенетическими ассоциациями минералов: ранней, монтмориллонит-гётит-сидеритовой и поздней, каолинит-гидрослюдистой или каолинитовой.

Урановая минерализация тесно связана с формированием альбититов и является частью общего длительно развивающегося метасоматического процесса. Гипогенная минерализация представлена минералами четырехвалентного урана — браннеритом и уранинитом, реже цирконом, апатитом, при подчиненной роли давидита, торита и редкоземельных фосфатов и силикатов — ксенотима, монацита и ортита. Последние промышленных скоплений не образуют.

Урановое оруденение развивается в пространственно совмещенных ореолах трех последних типов метасоматической зональности. Совмещение продуктов гипогенного и разновозрастного гипергенного минералообразования характерно урано-

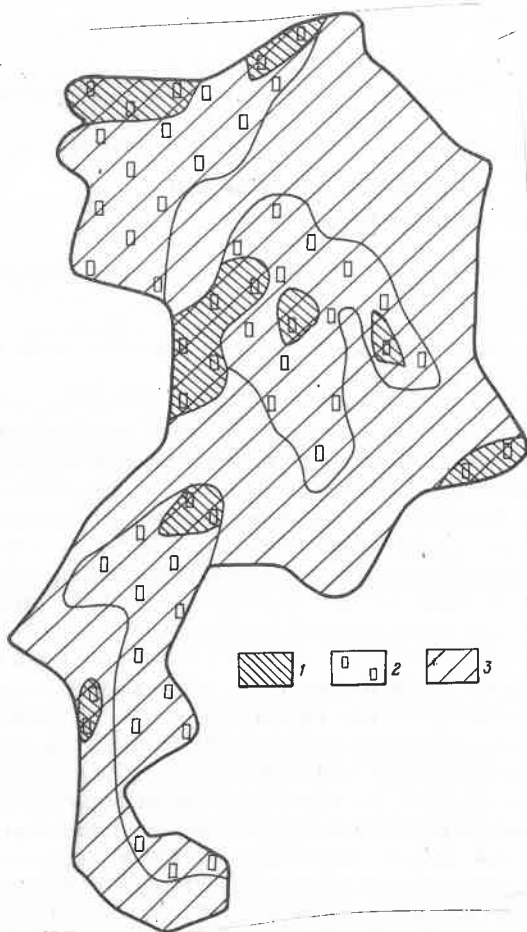


Рис. 1. Схема зонального распределения парагенетических ассоциаций минералов в рудной залежи альбититов:

парагенезис темноцветных минералов в альбититах: 1 — рибекит, 2 — флогопит; 3 — хлорит + гематит + карбонат

носным альбититам докембрия. При картировании рудных минеральных ассоциаций наблюдаются противоречивые взаимоотношения между урановыми минералами, которые затрудняют расшифровку последовательности процессов, необходимую для реставрации рудной полизональности. Поэтому в литературе отсутствует единое мнение о зональности рудных тел, которая на одних объектах поддается выявлению, на других — минеральный состав настолько преобразован, что создается впечатление отсутствия зональности.

Взаимосвязь рудной и метасоматической зональности прослежена на примере одной из рудных залежей (рис. 1, 2). Обращает внимание подчиненное положение первичных парагенезисов (рибекит и эгирин). Рибекитовые альбититы замещены поздними флогопит-магнетит-карбонатными и затем хлорит-гематит-карбонатными разновидностями, что позволяет судить об интенсивном преобразовании

и разрушении первичной метасоматической зональности рудных тел. Аналогичная картина наблюдается в распределении урановых минералов (см. рис. 2). Для выявления рудной зональности применен метод последовательной реставрации парагенезисов путем воссоздания по продуктам разрушения урановых минералов первичного минерального состава руд. На рис. 2, I схематизирована первичная ураново-рудная зональность. Браннерит развит по внешнему контуру рудной залежи; в центральной части, сверху до корневых частей залежи прослежена браннерит-уранинит-настурановая ассоциация (см. рис. 2, II). Усложнение зональности происходит за счет разновозрастных гипергенных преобразований. При окислительной направленности процесса в контуре браннеритовых руд появляется окисленный браннерит и продукты его конечного разрушения, представленные оксидами и гидроксидами шестивалентного урана, оксидами титана и минералами свинца. Возникают совмещенные минеральные ассоциации, где вместе с продуктами окисления присутствуют оксиды четырехвалентного урана, нередко сами замещающие гидроокисную минерализацию. В парагенезисах преимущественно распространены ургит, кларкеит, анатаз, рутил, уранит, свинец и плумбозит урана, оксиды трехвалентного железа. Формируется древняя гидроокисная зона окисления. Молодые процессы окисления сопровождаются появлением в ассоциациях кальциевых силикатов уранила. При восстановительной направленности процессов в парагенезисах присутствует коффинит. При этом прослеживаются как неизменные оксиды урана, так и охристые продукты окисления браннерита. Таким образом, в рудных телах совмещены разновозрастные минеральные ассоциации как урановых, так и породообразующих минералов, что приводит к усложнению зональности (см. рис. 2, III—IV).

На малосульфидных браннерит-уранинитовых рудах в альбититах кристаллического фундамента при континентальном режиме в течение длительного времени формировалась глубокая гидроокисно-силикатная зона окисления. В отдельные периоды испытывая процессы частичного восстановления урана. При этом минералы четырехвалентного урана — оксиды и силикаты — развиваются позднее окисленных продуктов браннерита. Отсутствие связи между глубиной зоны окисления и современным уровнем грунтовых вод, а также закономерное положение ассоциаций минералов различной степени окисления, свидетельствуют о древнем воз-

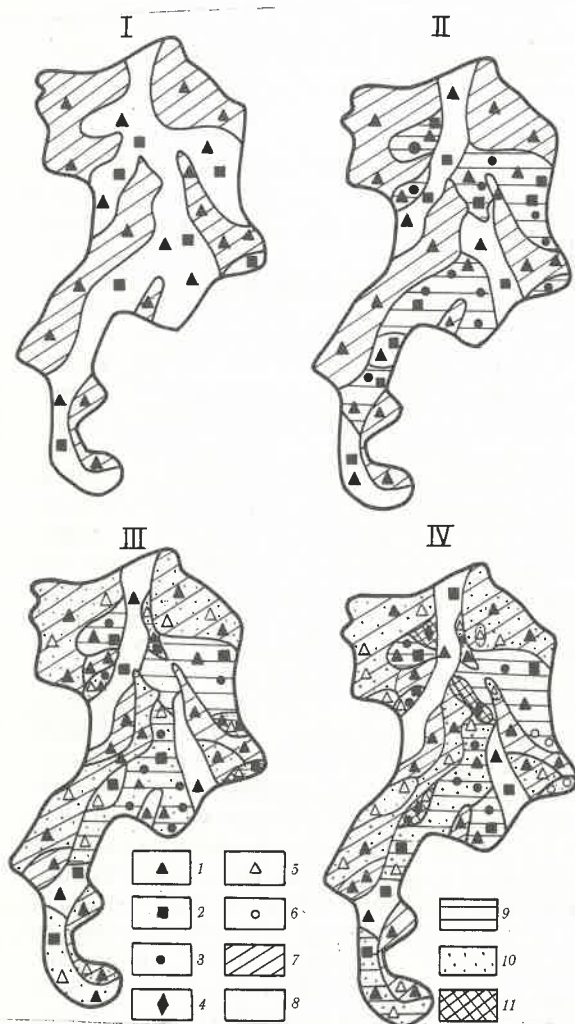


Рис. 2. Схема эволюции зональности в распределении урановых минералов в рудной залежи альбититов:

парагенезис урановых минералов в альбититах: 1 — браннерит, 2 — уранинит, 3 — настуран, 4 — коффинит; 5 — окисленный браннерит (ургит+фурмарьерит); 6 — силикаты уранила (уранофан, болтвудит, бета-уранотил); Зоны: 7 — браннеритовая, 8 — браннерит-уранинитовая, 9 — браннерит-уранинит-настурановая, 10 — древнего и молодого окисления, 11 — наложенного восстановления; I—IV — последовательное усложнение рудной зональности (см. текст)

расте окисления. Нижняя граница окисленных процессов нередко совпадает с границей рудных тел и может опускаться до глубины больше 3 км.

Характер распределения урановых минералов с глубиной по скважине, вскрывающей ураноносные альбититы, приведен ниже.

Глубина, м	Ассоциации урановых минералов
812	Уранинит+бурый силикат урана+ +(окисленный браннерит)
864	Уранинит+коффинит
1012	Коффинит+уранофан
1042	Оксиды урана

1700	Рыхлые силикаты уранила
1938	Коффинит+бета+уранотил
2002	Ургит, кларкеит (продукты разрушения браннерита)
2278	Гидроксиды урана
2337—2353	Зоны каверзости с пустотами выщелачивания
2360	Уранофан
2766	Уранофан
2910	Болтвудит
3159	Коффинит
3297	Уранофан+бета-уранотил+болтвудит
3400	Уранофан+бета-уранотил+болтвудит
3416	Уранофан+бета-уранотил+болтвудит
3473	Болтвудит (рентгеноаморфный)

В том случае, когда ураноносные альбититы кристаллического фундамента перекрываются среднеэоценовыми (бучакскими) песчано-глинистыми отложениями, обогащенными углефицированными растительными остатками, вблизи поверхности в коре выветривания альбититов развивается молодое инфильтрационное урановое оруденение, сохранившееся на ряде объектов. За счет молодых восстановительных эпигенетических процессов формируется приповерхностная зона обогащения, которая не однородна и имеет два максимума: верхний в кровле коры выветривания на контакте с углистыми отложениями, совпадающий с зоной сульфидного обогащения; нижний — в подошве коры выветривания на контакте с выветрелыми альбититами, переходящий в зону сидеритизации. Ассоциация урановых минералов верхней части: настуран-коффинит-дисульфиды железа, нижней — нингьбит-дисульфиды железа, вторичный магнетит. Нингьбит — неустойчивая фаза, замещается коффинитом и настураном. С урановыми минералами в приповерхностной зоне в отличие от кристаллического фундамента тесно связано углистое вещество и дисульфиды железа — пирит, марказит, мельниковит. При этом углистое вещество значительно окислено, но процессы окисления еще слабо затронули зоны сульфидного обогащения. В случае, когда углистое вещество отсутствует, процессы окисления затрагивают всю кору выветривания.

В центральной части Украинского щита сохранились месторождения ураноносных альбититов, где можно проследить формирование молодой неоген-четвертичной силикатно-слюдковой [2] зоны окисления за счет не только уранового оруденения в фундаменте, но и за счет окисления приповерхностной (послесреднеэоценовой) зоны уранового обогащения.

Собранный фактический и обширный литературный материал позволил разработать геолого-генетическую модель формирования ураноносных альбититов до-

кембрия. Ее построение базируется на результатах конечного продукта наблюдений, по которым может быть воссоздан характер самого процесса. В такой модели принимает участие фактор времени, учитывающий события, которые приводят к новым последовательностям, вытекающим из предыдущих. Модель состоит из двух частей, определяющих ее целостность. Первая включает эндогенный элемент, отражающий протерозойский этап ураноносной системы, вторая — экзогенный, отражающий фанерозойский этап. Время эндогенного процесса 1800 млн лет назад; время экзогенного — 1800 млн лет спустя. Огромный промежуток времени отделяет источник мобилизации урана от трансформации вещества, направленности процессов, благоприятствующих созданию промышленного облика месторождений.

Эндогенный элемент модели включает совокупность основных доказательств эндогенной природы уранового оруденения в альбититах. Щелочные послегранитизационные растворы преимущественно калиевого состава формировались на завершающих стадиях метаморфизма и ультраметаморфизма. В зоне рудообразования они имели T 450—300 °C, P около $2 \cdot 10^8$ Па (Я. Н. Белевцев, 1985). В составе растворов помимо щелочных катионов, анионов-галлоидов, гидрокарбонатов, находились в форме разнообразных комплексных ионов, высоковалентные катионы — уран, торий, редкие земли, цирконий, гафний. На этом этапе формировались сложные оксиды, силикаты и фосфаты редких и радиоактивных элементов. Собственно урановая минерализация связана с процессом натриевого метасоматоза, формированием альбититовой зональности. Приурочена она к внутренней зоне метасоматитов, участкам катаклаза и милонитизации. Рудоотложение происходило при снижении температуры растворов, их дегазации в результате реакции взаимодействия растворов с вмещающими породами, которые и являлись источником рудообразующего вещества. Увеличение проницаемости пород вдоль тектонических нарушений для рудоотложения имело решающее значение, проходившее при раскрытии пор с уменьшением литостатического давления, связанного с подъемом блоков пород и благоприятно действующее на циркуляцию рудоформирующих растворов. В наиболее нарушенных участках тектоно-метасоматических зон формировались альбититы, вмещившие первичное древнее урановое оруденение. Оно было небогатым и по минеральному составу, кроме браннерита и уранинита содержа-

ло уран-ториевую минерализацию, что подтверждается месторождениями ураноносных альбититов на многих щитах мира.

Экзогенный элемент модели и свидетельствует о существовании длительного континентального палеовыветривания, благоприятного для возникновения различных по своей направленности эпигенетических процессов минералообразования в фанерозойскую историю геологического развития региона.

В пределах тектонических структур ураноносные альбититы проявлены локально, располагаясь в узлах сочленения и сопряжения нарушений более низких порядков, в участках интенсивного брекчирования и постальбититового катаклаза. Важна роль карстово-тектонических структур с характерными кавернами и пустотами выщелачивания, которые, возможно, характеризуют древние уровни стояния грунтовых вод. Как мы уже видели такие зоны сохраняются на весьма значительных глубинах. Подобные структуры водопроницаемы, благоприятны для циркуляции водных растворов. Ураноносные альбититы отличаются от редкометалльных приуроченностью к проницаемым структурам, когда создается возможность постоянного преобразования минерального состава метасоматитов, в том числе и рудной составляющей, под воздействием наложенных эпигенетических процессов. При этом формируется вторичная наложенная эпигенетическая зональность альбититов.

Гипергенный процесс связан с воздействием преимущественно кислородных гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-кальцево-натриевых растворов невысокой минерализации. Конечный продукт преобразования щелочных темноцветных минералов представлен бесщелочными ассоциациями: хлорит-гематит-карбонатной в альбититах фундамента, в близповерхностных условиях — монтмориллонит-гётит-сидеритовой, гидрослюда-каолинитовой и каолинитовой. Гипергенная зональность (древняя и молодая) обусловлена совмещением двух типов изменений — кислотно-щелочных, связанных с преобразованием алюмосиликатной составляющей породы и окислительно-восстановительных, обусловленных преобразованием минералов, имеющих в своем составе элементы переменной валентности — Fe, Mn, Cu, U, S, S.

Для промышленных типов ураноносных альбититов по всей рудной залежи до значительных глубин отмечаются продукты древней зоны окисления с развитием по браннериту вторичных оксидов свинца,

титана и шестивалентного урана. Наименее окисленные урановые минералы — уранинит, настуран, коффинит — более поздние по отношению к продуктам окисления браннерита. В таких парагенезисах присутствуют мартит и гематит. Древний возраст окисления доказывается отсутствием связи между глубиной зоны окисления и современным уровнем грунтовых вод. Ореолы гематитизации служат признаком высокой активности кислорода, низкой температуры.

На фоне древнего окисления в условиях падения щелочности растворов и повышения парциального давления углекислоты происходило интенсивное развитие зон карбонатизации, которые наблюдаются на средних и глубоких горизонтах ураноносных альбититов. Зоны карбонатизации характеризуют древние зоны глеевого восстановительного эпигенеза при активном участии оксидов двухвалентного железа, но отсутствии сульфидов. Процессы древнего восстановительного эпигенеза привели к формированию древних зон обогащения в альбититах фундамента. Эти зоны формировались на фоне интенсивной карбонатизации и выразились в замещении продуктов разрушения браннерита оксидной или силикатно-оксидной минерализацией преимущественно четырехвалентного урана. Эти процессы приводили к постепенному сокращению браннеритовой минерализации.

Присутствие на Украинском щите среднеэоценовых терригенно-углистых отложений, перекрывающих выветрелые альбититы фундамента, позволяет разграничить древние и молодые окислительные восстановительные эпигенетические процессы. Древние процессы протекали при высокой щелочности, в условиях бессульфидной среды, при интенсивной карбонатизации, молодые — при участии сульфидов, эффективной роли углистого вещества.

Основная рудоформирующая роль принадлежит древнему эпигенетическому окислению первичных руд в альбититах. Для продуктов древнего окисления характерна сохранность гидроксидов урана и свинца: фурмарьерита, кюрита, кларкеита. При смене окислительных условий восстановительными, наряду с ураном восстанавливается свинец преимущественно радиоактивный до самородного состояния. Свинец постоянно сопровождает процессы окисления и восстановления урана, что затрудняет разделение подобных компонентов и тем самым удревняет возраст переотложенной минерализации. В процессе новой стадии окисления развивалась новая ассоциация вторичных мине-

ралов: гидронастуран, ургит, массюит, уранофан, бетауранотил, болтвудит. Положение зоны окисления урановой минерализации постоянно изменялось во времени и пространстве относительно палеоповерхности. Нижняя граница зоны окисления все время опускалась, поэтому окислению подвергались новые порции первичных, а также частично окисленных или регенерированных руд. Процессы окисления имели длительную сложную историю, в значительной степени определяющуюся эпохами поднятия щита.

Совмещение продуктов эндогенных и экзогенных процессов отражается в радиоизотопной зональности радиоактивных элементов ^{234}U , ^{238}U , Ra, Jo и радиоактивных изотопов Pb (И. Г. Минеева, 1986).

Не вся первичная система подвергалась полному окислению. Замедленный характер неполно протекавших реакций замещения приводил к появлению тонкодисперсной полиминеральной урановой минерализации с сохранением первичных, промежуточных, конечных продуктов реакций, псевдоморфоз замещения, в значительной степени затруднявших интерпретацию новообразованных фаз и тем самым реставрацию фанерозойской истории ураноносных альбититов. В каждой точке рудного тела устанавливается динамическое равновесие между растворенными и осажденными формами урана в зависимости от физико-химических параметров минералообразования. Длительность процессов во времени, сонахождение эндогенных и экзогенных минеральных ассоциаций определяет полигенный характер уранового рудообразования в альбититах докембрия.

Со времени формирования эндогенного уранового протерозойского оруденения имел место круговорот или цикл урана, отражающий обратимость процессов концентрации и выщелачивания урана, которые проявлялись неоднократно в периоды закономерного поднятия щита и опускания уровня подземных вод, что обеспечивало постоянное перераспределение урана по проницаемым системам трещин, к которым приурочены все залежи ураноносных альбититов. Периоды восстановительного эпигенеза, как в древние, так и в молодые эпохи, способствовали значительному накоплению урана, формируя зоны обогащения.

Таким образом, взаимосвязь эндогенных и экзогенных рудообразующих процессов определяет эффект полигенности и полихронности ураноносных альбититов докембрия, что является необходимым условием формирования промышленного облика урановых месторождений.

Особенности изотопного состава углерода углеродистых веществ в рудном процессе

Е. Д. СЫНГАЕВСКИЙ

Рассмотрены результаты изучения изотопного состава углерода углеродистых веществ (Ув), установленных в продуктивных ассоциациях разного типа (Au, Hg, U и др.). Определены особенности преобразования исходных веществ в рудоносные Ув и изменения их состава и строения, что позволяет проследить генетические ряды Ув. Получены доказательства участия в процессах рудообразования гумусовых и нефтеподобных веществ.

Многие полезные ископаемые (Au, Hg, U и др.) тесно связаны с Ув, представленными углистыми и графитоподобными соединениями, вязкими и твердыми битумами. Интерес к изучению Ув в природных процессах проявляется в стремлении выяснить их возможности в избирательном извлечении, переносе и аккумуляции многих металлов. Немаловажное значение имеют формы Ув, встречающиеся в виде рассеянных твердых частиц и миграционно подвижных соединений до пластообразных тел угля и нефти.

Роль Ув в рудообразовании остается дискуссионной, причем имеются точки зрения и подходы достаточно противоречивые [1, 3, 4—7, 11]. Суммируя взгляды на природу подобных веществ, можно отметить, что они признаются как: 1) производные углеводородов нефтяного ряда; 2) заполимеризованные дериваты углей; 3) переработанные в гидротермальных условиях фракции различных веществ; 4) продукты эндогенного синтеза сложных молекул вещества из простых соединений.

В настоящей работе рассматриваются природные Ув разного происхождения с общей формулой переменного состава $C_xH_y(O, N, S)_z$. Основой для изотопных исследований послужил каменный материал (Ув и их фракции) эталонных характерных рудопроявлений и месторождений, изученных с высокой степенью детальности различными методами анализа. Изотопный состав углерода Ув сопоставляется с особенностями химического состава (атомные отношения элементов) и строения для установления генетических связей и выяснения особенностей рудообразования.

Из минералогии каустобилитов известно, если твердые Ув образовались путем последовательных превращений из менее метаморфизованного вещества, то они получают неоднородными из-за присут-

ствия реликтовых участков, которые по составу, структуре и свойствам соответствуют, по крайней мере, ближайшим из более ранних стадий преобразования. Минералогическое изучение Ув [3—5, 7] позволяет выявить неоднородности состава и структуры, в той или иной степени отражающие процессы эволюционного преобразования вязких и твердых битумных веществ в рудоносные Ув. Для исследования использовались приемы разделения вещества образцов: на фракции с различными физическими свойствами, с применением кислотной экстракции и флотации, с выделением хлороформного (ХБА) и спирто-бензольного (СББ) битумоида [1, 7, 8]. Обычно внутри основного вещества там, где мало рудных элементов, обнаруживаются и сохраняются реликтовые вещества, поэтому изучая образцы Ув с разными количествами радиоактивных и рудных элементов можно получить представление о химизме последовательных стадий преобразования Ув.

Полученные данные изотопного состава углерода Ув и карбонатов, постоянно присутствующих в ассоциации, обобщаются на примерах продуктивной рудной минерализации разного состава и расположения в различной геологической обстановке, а также привлекаются данные характеризующие установленные природные процессы.

Урано-битумно-сульфидные послонно-вкрапленное оруденение в карбонатных породах. Месторождения расположены в пределах куполовидных и брахиантиклинальных структур осадочного чехла платформ, с установленной нефтегазоносностью в пористых кавернозных и перекристаллизованных известняках палеозойского возраста. Специфичная черта минерализации — постоянная распыленность мельчайших частичек настурана в битуме, слагающая пластообразные тела, массивные агрегаты и гнезда или тонкодисперсную вкрапленность рудоносных Ув в породах. В ассоциации минералов установлены сульфиды железа, эмульсионные выделения настурана, кальцита и различные Ув (рудный и безрудный битум, асфальтит, керит). В битумах между образованием следов флюидальности и возникновением трещинок затвердения отмечаются рудные минералы. Битумное вещество характеризуется последователь-

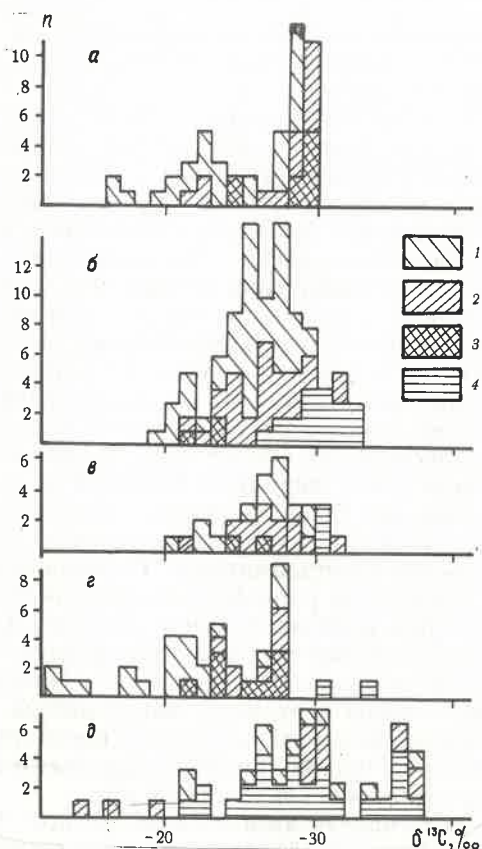


Рис. 1. Распределение изотопного состава углерода изученных Ув разнотипного оруденения:

n — число анализов; а — уранобитумное ($n=52$); б — золото-сульфидно-вкрапленное ($n=92$); в — уран-никель-мышьяк-карбонатное и барит-карбонатное ($n=31$); г — селен-ванадий-урановое ($n=30$); д — графит и шунгитсодержащие сланцы эффузивно-осадочные породы областей тектоно-магматической активизации, жильные кериты и антракосилиты ($n=55$); 1 — рудные; 2 — слаборудные; 3 — малоизмененные и исходные; 4 — переотложенные.

ным преобразованием от асфальтоподобных веществ к безрудным битумам, керитам и рудоносным Ув [5, 7].

Изотопный состав углерода Ув (рис. 1, а), отличающихся по физическим свойствам, элементному составу и содержанию рудных компонентов, отражает их последовательное преобразование. Группа легких фракций отличается сходным изотопным составом углерода (от $-28,5$ до $-29,8$ ‰) и повышенным содержанием кислорода (до $15,67$ ‰), что связано с окислением исходного вещества. По мере преобразования Ув прослеживается тенденция обогащения тяжелым изотопом углерода от $-29,8$ до $-16,6$ ‰ и соответственно изменяется соотношение элементов и содержание функциональных групп. Постоянно в ассоциации с Ув устанавливаются прожилки карбонатов (кальцит, доломит), величина $\delta^{13}\text{C}$ которых

соответствует нормальным морским карбонатам, а случаи обогащения легким изотопом углерода (до $-24,2$ ‰) устанавливаются в приразломной зоне [2].

Золотое сульфидно-вкрапленное оруденение в черных сланца. Месторождения связаны с терригенно-углеродистыми сланцами верхнего докембрия—нижнего протерозоя, региональный метаморфизм которых соответствует фации зеленых сланцев. Рудовмещающая структура представляет собой серию продольных нарушений, на пересечении которых развиваются штокерковые системы. По условиям залегания различаются ранние полойные (соскладчатые) метасоматиты, контролирующиеся продольными трещинами, и поздние, образующиеся в штокерковой структуре. Метасоматиты сложены кварцем, альбитом, адуляром, пиритом и Ув (реликтовым и переотложенным). В поздних образованиях значительная роль принадлежит анкериту, гематиту, сульфатам бария—стронция. Температура процесса по данным гомогенизации составляет: 290 — 310 °С (метаморфический, ранее рудный), 240 — 250 °С (рудный), 130 — 160 °С (пострудный). Состав флюида эволюционирует от метанового хлоридного до гидрокарбонатного слабо хлоридного [4].

Изотопные исследования проведены при картировании зональности Ув по горным выработкам, представленным следующими группами пород, выделенных по структурному признаку и содержащих карбонаты, (Ув: 1) фоновые, 2) зарудные минимально измененные, 3) измененные околорудные центральной и северной частей месторождения, 4) различные типы метасоматитов (образуют от центра к флангам последовательный ряд: кварц-полевошпатовые, карбонатные, кварц-сульфидные), 5) макровыделения Ув в форме жил и брекчий тектонических зон. Устанавливается генеральная направленность гидротермальных и метасоматических процессов перегруппировки петрогенных и рудогенных элементов, и Ув и по интенсивности возрастает с юга на север и снизу вверх, что фиксируется степенью переработки и переотложения ассоциаций.

Общий диапазон вариаций изотопного состава углерода от $-19,4$ до $32,9$ ‰ имеет многомодальное распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 1, б), что указывает на присутствие генетически различных по происхождению форм углерода. Максимумы величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{Ув}}$ соответствуют группам пород, выделенным по структурным принципам. Как информация о первичном составе вещества рассматриваются фоновые породы ($\delta^{13}\text{C}_\text{ф} = 227,0$ ‰),

в наименьшей степени подвергнуты влиянию эпигенетических процессов.

Наиболее изотопно легкий углерод ($\delta^{13}\text{C}_\text{ф} = -29,8^\circ/\text{‰}$) формирует вторичные эпигенетические наложенные макровыделения Ув (графит, антраксолит) в рудной зоне, характеризующиеся вариациями от -26 до $-33^\circ/\text{‰}$. По сравнению с исходным Ув значительное обогащение легким изотопом углерода объясняется привнесом миграционно способных форм органического вещества на стадии начала рудогенеза (поздний катагенез — ранний метаморфизм), что подтверждается содержанием ХБА ($0,0094\%$, $\delta^{13}\text{C} = -29,8^\circ/\text{‰}$) небольшим содержанием метана во включениях в ранних кварцах из глубоких горизонтов месторождения.

Малоизмененные породы южного фланга месторождения имеют бимодальное распределение величины $\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_\text{ср} = -26,4^\circ/\text{‰}$), и содержат изотопно легкий ХБА ($-28,7^\circ/\text{‰}$ до $0,0203\%$). Вмещающие породы рудной зоны, которые подвергались процессам рудогенеза более интенсивно и более длительное время, в пределах которых развивались рудные метасоматиты, обогащены тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}_\text{ср} = -25,55^\circ/\text{‰}$). При образовании собственно рудных метасоматитов участвует наиболее изотопно тяжелый углерод до $-19,4^\circ/\text{‰}$ ($\delta^{13}\text{C}_\text{ср} = -23,69^\circ/\text{‰}$) с пониженным содержанием ХБА ($0,0134\%$ и $\delta^{13}\text{C} = -24,5^\circ/\text{‰}$) и максимальной дисперсией величины $\delta^{13}\text{C}$. При изучении газовой-жидких включений в кварце отмечено обогащение легким изотопом углерода Ув ($\delta^{13}\text{C}$ соответственно от $-12,8$ до $-20,3$ и от $-8,0$ до $-17,4^\circ/\text{‰}$) и повышенное мольное $\text{CH}_4/\text{CO}_2 = (0,950 \text{ и } 0,657)$ во флюиде прерудной стадии по сравнению с рудной.

Полученная картина эволюции изотопного состава углерода Ув и карбонатов высвечивает следующий механизм участия углерода в процессах рудообразования. Углеродистое вещество вмещающих пород на стадиях глубокого катагенеза было способно при образовании систем трещин отдавать наиболее геохимически активные миграционные компоненты (ХБА), обогащенные легким изотопом углерода. Это вещество пропитало большой объем пород, создало локально благоприятную геохимическую резко восстановительную среду, откладывалось в виде макровыделенной в трещинах и насытило тектонические зоны (палеонефтяная залежь). Последующий метаморфизм на ранних стадиях рудного метасоматоза формирует сульфидно-соскладчатые руды, содержащие наиболее изотопно легкий углерод Ув. Одновременно происходит окисление

органического вещества, что приводит к образованию изотопно-легких по углероду карбонатов.

В дальнейшем рудный процесс локализуется в более узких местах центрального и северного участков рудного поля, где изменяется состав вод от хлоридно-метановых до гидрокарбонатных. Трещинное пространство при снижении температуры и давления продолжает развиваться и система, по-видимому, становится открытой, что увеличивает долю метеорных вод в позднем рудном метасоматозе. Углеродистое вещество пород, исчерпав на ранних стадиях ресурсы, отдает в миграционную систему более изотопно тяжелый углерод, что, вероятно, приводит к отложению все более изотопно тяжелого углерода в графитах, в рассеянных Ув и особенно в метасоматитах. Геохимическая активность и роль Ув как восстановителя снижается на поздних стадиях и на фоне снижения температуры процесса отлагается гематит и сульфаты. Наложение позднего рудного метасоматоза на ранние складчатые руды способствует перегруппировке рудных компонентов с образованием контрастных руд.

Уран-никель-мышьяк-карбонатное и уран-барит-карбонатное жильное оруденение. Месторождения приурочены к крупному горсту и сложены слюдяными и кристаллическими сланцами палеозойского возраста и их гранитизированными разностями. Эти породы вмещают крутопадающие и секущие жилы, тектонические зоны и околожилные изменения. Отличительная черта оруденения подобного типа — многостадийный полиминеральный состав ассоциации минералов, среди которых выделяются антраксолиты и кериты с сульфидами железа, арсенидами никеля и железа, настуран, самородный мышьяк, сульфиды цинка и меди, анкериты, на поздних стадиях кальцит, халькопирит, галенит, киноварь [5]. Выделенные генерации антраксолита и керита слагают каплевидные и гроздевидные агрегаты, корочки с пленкой кальцита и сульфидов и сопровождаются анкеритом и кальцитом, а также пересекаются поздними жилами анкеритов. Подобное разнообразие Ув выделяется В. Г. Мелковым как закономерность их образования независимо друг от друга, последовательно друг за другом в многостадийном процессе минералообразования.

Из сопоставления изотопных данных следует, что вариации величин $\delta^{13}\text{C}$ Ув и ассоциирующих карбонатов перекрывают весь диапазон в пределах отдельных стадий и от зальбандов к центру жил и

отсутствуют закономерности между составом и строением Ув. Только обобщая данные по Ув различных стадий и типов оруденения удается выявить направленность процесса рудообразования.

Гистограмма величин $\delta^{13}\text{C}$ Ув характеризуется одномодальным распределением близким к нормальному (см. рис. 1,в) со средним значением равным $-25^0/_{00}$. Подобная картина для полиминеральной группы месторождений принципиально отличается от закономерностей распределения изотопного состава углерода Ув на рассмотренных ранее типах месторождений. Сходство состава многих рудных и малоизмененных Ув ($\delta^{13}\text{C}$, С/Н: С/О) позволяют заключить, что несмотря на многообразие парагенезисов и физико-химических условий минералообразования в каждом конкретном рудопроявлении исходное вещество имеет сходный химический и изотопный состав. Образование Ув объясняется относительно высокотемпературным воздействием на соединения угольного ряда, фракции и компоненты которого мало отличаются по изотопному составу [1, 2].

Роллообразное селен-ванадий-урановое оруденение, связанное с зонами окисления в песчанниках. Роллообразные месторождения приурочены к структурам осадочного чехла платформы, сложенным преимущественно красноцветными песчаниками и песками. Эпигенетическая рудная минерализация обусловлена образованием зон многократного повторения процессов растворения и осаждения рудных компонентов по мере продвижения окислительно-восстановительного геохимического фронта. Окисная тыловая часть сложены гетитом и гематитом, замещающими гидрослюда, пирит, биотит, хлорит. Рудная ассоциация представлена оксидами железа и урана, а также уранилкарбонатом, уранилванадатом, самородным селеном. Восстановительная часть состоит из кварца, каолина, пирита, доломита, кальцита. Различные Ув (ХБА и СББ, смолоподобные вещества, асфальтит, керит) в виде прожилков и скоплений встречаются во всех ассоциациях и особенно тесно связаны с кальцитами четырех стадий минералообразования [6, 7, 9].

На гистограмме распределения величин $\delta^{13}\text{C}$ Ув (см. рис. 1,г) обнаруживается широкий диапазон колебаний от $-13,0$ до $-33,9^0/_{00}$ и два максимума со средними значениями $-20,95$ и $-27,44^0/_{00}$. Подобная картина связывается с двумя источниками Ув в породах. Первый максимум отвечает сингенетическому веществу вмещающих пород, представленных углистым детритом ($\text{C}_{\text{орг}} =$

$= 0,1-0,2\%$) а второй соответствует эпигенетическим нефтяным Ув. Это положение подтверждается элементарным и изотопным составом ($\delta^{13}\text{C}$ керогена от $-20,4$ до $-26,2^0/_{00}$, ХБА — от $-24,6$ до $-28,5^0/_{00}$) сапропелево-гумусового типа органического вещества пород из нефтегазоносных отложений, погруженных во впадине до 2,5 км [6].

Механизм образования оруденения [6, 9] обусловлен наложением двух процессов: первичного сингенетического накопления металлов углистым материалом (сорбция) и вторичного эпигенетического перераспределения, связанного с зонами пластового окисления мигрирующих нефтяных углеводородов, что проявляется в изменении содержания серы, азота и особенно кислорода до 26,6 %. Длинноцепочные соединения и их гетеросодержащие производные в результате полимеризации и конденсации переходят в нерастворимую форму — кероген с новообразованием ароматических структур и образованием полимерных блоков «со сшитыми» цепями, что позволяет выдерживать воздействие температур без существенных изменений [5, 9]. Поэтому привнос гидротермального рудного флюида проявляется в частичном окислении Ув, что фиксируется особенностями их состава и новообразованием кальцитов, обогащенных легким изотопом ^{12}C (от $-3,30$ до $-16,50^0/_{00}$), а также в дополнительном перераспределении рудных элементов.

На рис. 1,д обобщаются изотопные данные Ув типичных жильных образований, процессов регионального метаморфизма (шунгиты, графиты) описанные в работах [3, 6, 8], а также образования Ув (ХБА, СББ, кероген) из железорудных диатрем и др. При сравнении гистограмм распределения величины $\delta^{13}\text{C}$ подтверждаются основные закономерности, описанные выше. Общей чертой является наличие двух максимумов величины $\delta^{13}\text{C}$ Ув, соответствующих генетическим типам исходного вещества, и устанавливается существенное перераспределение рудных элементов по мере преобразования и перераспределения Ув в новых минеральных ассоциациях.

Систематизируя изотопные данные, на основе минералогического и геохимического изучения Ув, прослеживается увеличение содержания металлов в Ув (от слабопреобразованных безрудных к рудным битумам). Величина $\delta^{13}\text{C}$ Ув, может служить количественной мерой степени изменения исходного вещества при оруденении. Зависимость между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и содержанием металлов обнаруживает картину существенно отличаю-

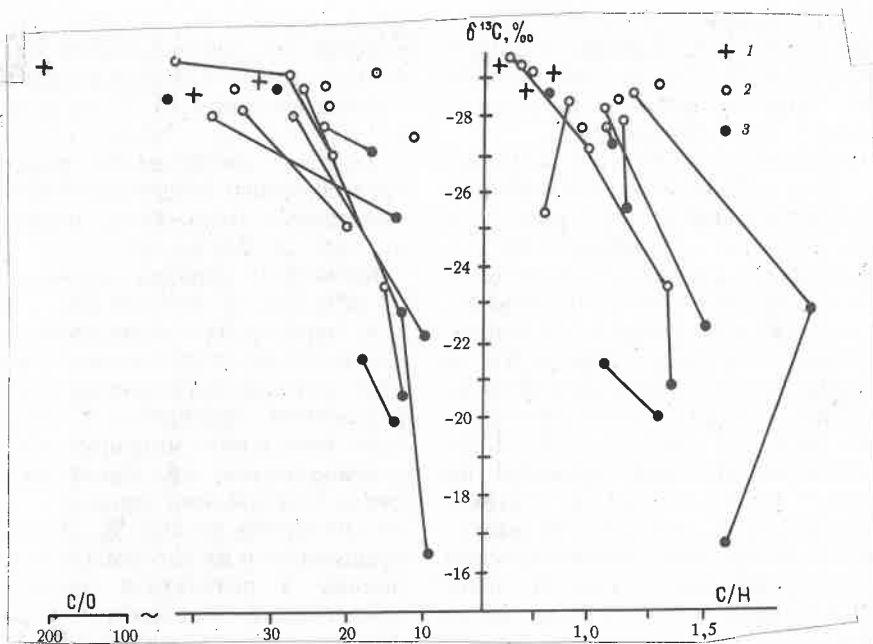


Рис. 2. Зависимость изотопного состава углерода Ув от атомных отношений элементов:

1 — малоизмененные предполагаемые исходные вещества; фракции: 2 — легкие, 3 — тяжелые

щуюся от результатов полученных ранее [3, 6, 11]. При рудообразовании главной тенденцией изменения Ув является уменьшение содержания легкого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от $-31,2$ до $-13,0$ ‰), что сопровождается общей карбонизацией вещества (C/H при повышенном содержании гетероэлементов и C/O+N+S). Ранее [10] закономерность снижения содержания легкого изотопа ^{12}C в урансодержащих Ув объяснялась дозой облучения, но полученные результаты отражают более глубокие и многоплановые изменения вещества (окисление, отщепление, конденсация, полимеризация). Можно заключить, что реакции преобразования Ув могут идти, как в направлении обеднения легким изотопом, так и обогащения [1, 2]. Подобная тенденция обогащения изотопом ^{12}C наблюдается в переотложенных Ув ($\delta^{13}\text{C}$ от $-29,6$ — альбертит до $-36,7$ ‰ — шунгит), среди которых по содержанию микроэлементов встречаются и низкофоновые, и рудоносные. Изотопный состав углерода Ув, элементный состав и содержание рудных компонентов тесно связаны и отражают последовательное преобразование Ув по мере привноса урана, что прослеживается по трендам изменения одного образца (рис. 2). Масштабы этих изменений характеризуются широким диапазоном вариаций величины $\delta^{13}\text{C}$ (от $-33,9$, до $-13,0$ ‰) и C/H=0,72—4,58, C/O=3,04—417,83, а также C/N до 132,2 и

C/S=36,7—165,25. ИК-спектры поглощения Ув [5] имеют черты большого сходства и отличия. В слабоизмененных веществах характеристичны полосы C-C, C-C, C-H, C-O, отчетливые группы CH_3 , CH_2 , а также ароматические структуры и полосы поглощения C-H, C-S. В рудоносных фракциях Ув и поздних антраксолитах практически отсутствуют группы CH_3 , CH_2 и возрастает интенсивность групп C-O, C-C, ароматических колец.

При детальном изучении наблюдаются более тонкие механизмы зависимости между изотопным составом углерода, элементным составом и структурными особенностями вещества. Среди легких фракций выделяется группа образцов, которая характеризуется сходным изотопным составом углерода (от $-28,9$ до $-29,9$ ‰) и значительным изменением состава гетероэлементов, преимущественно за счет кислорода (до 15,5 %). Это связано с образованием кислородсодержащих структур в результате окисления вещества. По мере роста содержания металлов на два порядка, увеличивается C/H в 2 раза и содержание тяжелого изотопа ^{13}C , что является результатом взаимодействия рудоносного раствора с Ув. Преобразование Ув включает отщепление изотопно легких цепей CH_3 , CH_2 , снижение содержания водорода, изменение структуры в результате последовательной полимеризации и новообразования ароматических и конденсированных колец [1, 2, 10].

Процессы окисления Ув представляют собой, во многих случаях, начальную стадию подготовки исходного вещества, кислородсодержащие структурные группы которого обеспечивают связь и широкую миграцию рудных элементов. Последующее преобразование Ув под действием рудоносного флюида сопровождается сопряженными реакциями и изменениями до графитоподобных структур. При отложении золотосодержащих ассоциаций наблюдается закономерность изменения Ув, связанная с аккумуляцией миграционно-активных компонентов, и последовательным их окислением «выгоранием» до образования изотопно тяжелых по углероду остаточных Ув и изотопно легкой углекислоты, фиксирующейся в карбонатных минералах.

Таким образом, есть основания считать, что закономерность изменения элементного и изотопного составов углерода Ув особенностей их строения выявляют универсальность участия соединений, углерода, в процессе рудообразования. Преобразование исходного Ув под воздействием рудоносного флюида сопровождается обогащением тяжелым изотопом до новообразования разностей Ув, которые являются результатом системы сопряженных реакций (окисление, отщепление, циклизация, ароматизация), направленных в сторону глубокой полимеризации и карбонизации вещества.

Изменение величины $\delta^{13}\text{C}$ строения и состава Ув устанавливают признаки сходства в едином генетическом ряду преобразования исходного вещества в рудные Ув. Выделяются две генетические линии, первая из которых связана с гумусовым углистым типом вещества, а вторая отвечает сапропелевому типу вещества или нефтяным углеводородам.

Избирательные свойства Ув в отношении извлечения различных элементов проявляются в пространственной и времен-

ной зависимости в процессе литогенеза, метаморфизма и последующей гидротермальной деятельности, что способствует переносу и отложению ряда рудных элементов. При этом возникают следующие продуктивные ассоциации: сульфидные соединения с золотом, фосфатные соединения ванадия, урана и редких земель, углекислотно-карбонатные соединения урана, переотложенные и остаточные Ув с платиноидами. Отчетливо проявляется различный геохимический потенциал гумусового типа вещества и нефтеподобных веществ в создании активного восстановительного барьера и при контроле за окислительно-восстановительными условиями минералообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банникова Л. А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. — М., Наука, 1990.
2. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1973.
3. Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах. — М.: Недра, 1980.
4. Ермолаев Н. П., Созинов Н. А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. — М.: Наука, 1986.
5. Меоков В. Г., Сергеева А. М. Роль твердых углеродистых веществ в формировании эндогенного оруденения. — М.: Недра, 1990.
6. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов/Под ред. Д. И. Горжевского. — М.: Недра, 1990.
7. Пеньков В. Ф. Уран и углеводороды. — М.: Недра, 1989.
8. Основы генетической классификации битумов/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовский и др. — М.: Наука, 1968.
9. Холодов В. Н., Шмариович Е. М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем//Геология рудных месторождений, 1992. Т. 34. № 1. С. 3—21.
10. Leventhal I. S. Threikeld Ch. Carbon $^{13}/_{12}$ isotope fractionation of organic matter association with uranium ores induced by Alpha irradiation//Science. 1978. 202, N 4366. P. 430—432.
11. Organic and deposits. Proceed Denver region exploration geol Soc. symposium. Ed. W. E. Dean. 1986.

Минералого-геохимические типы и физико-химические параметры образования эндогенных урановых месторождений

К. Г. КОРОЛЕВ, Г. В. РУМЯНЦЕВА

В то время как экзогенные урановые месторождения, формирующиеся в поверхностных условиях, контролируются экстенсивными факторами состояния (составом компонентов) рудообразующих систем, а по интенсивным факторам (P , T) физико-химически близки к стандартным условиям — «нормальным» $P=0,1$ МПа, $T=298^\circ\text{K}$, в эндогенных месторождениях изменения интенсивных факторов состояния приобретают основополагающее значение. Их изменения вызывают вариации химических потенциалов и масс компонентов рудной системы, существенно влияя на мобилизацию, транспорт и концентрацию рудных компонентов. Эти месторождения связаны с глубинными явлениями магмаобразования, кристаллизационной дифференциации, метасоматизма, крустификации и цементации трещин и полостей в литифицированных и супракристаллических горных породах урановыми минералами в геотермальных системах.

Теория эндогенного уранового рудообразования включает две части — геологическую и минералого-геохимическую. В геологическую входит анализ пространственно-временного сочетания (парагенезиса) урановых руд, боковых пород и тектонических форм их залегания; решается она методами геолого-формационного анализа. Минералого-геохимическую часть составляет анализ парагенезисов рудных элементов и минералов; для решения этой части используются физико-химические методы. В данной статье рассматривается минералого-геохимическая часть.

Обосновать физико-химические параметры образования рудных ассоциаций можно только при условии хорошей минералого-геохимической их изученности и выделения соответствующих типов месторождений. Выявление физико-химических параметров позволяет генетической классификации из гипотетической стать научной, теоретически обоснованной, необходимой как рабочий инструмент минерагении (металлогении), использующийся при прогнозировании, поисках и разведке месторождений с уже известными и хорошо отработанными технологиями извлечения полезных компонентов как вблизи горнодобывающих и

перерабатывающих предприятий, так и при определении минерагенической специализации новых рудных провинций и районов.

Минералого-геохимическое направление развивалось в ВИМСе с середины 60-х годов при поддержке таких ученых, как Я. Д. Готман, А. Н. Еремеев, И. Н. Зубрев. В конце 80-х годов с участием одного из авторов [1] была разработана генетическая классификация урановых месторождений и на базе экспериментальных исследований и термодинамических построений обоснована вероятность галоидной модели выщелачивания, переноса и концентрации урана в эндогенных геохимических процессах при очень широком интервале температур и давлений, значительно превышающих критические для воды и разбавленных водных растворов. Эндогенные месторождения по способам их образования разделены на флюидно-магматические и гидротермальные, объединяющие гидротермально-метасоматические и гидротермально-цементационные.

Под флюидно-магматическими понимаются глубинные — абиссальные процессы, в которых участвуют силикатные расплавы, кристаллизующиеся из них породы, изменяющиеся (перекристаллизующиеся) приконтактные породы и флюиды. Эти процессы протекают в замкнутом пространстве на больших глубинах в условиях постультраметаморфического и синорогенного магматизма. В результате того, что наблюдать их современные природные проявления невозможно, к ним не применим принцип актуализма, и реконструкция флюидно-магматических процессов возможна только теоретически на базе физико-химических экспериментальных исследований.

С подобными процессами связано образование пегматоидных аляскитовых гранитов с уранитом уникального по масштабам уранового месторождения Россинг в Намибии (складчатый пояс Дамара, Южная Африка), ураноносных гранитных и щелочных пегматитов с уранинитом, ураноторианитом, урансодержащим торитом и браннеритом, месторождений урана района Банкрофт (складчатый пояс Гренвилл, Канада), гибридных пегматитов и пегматоидов, кварцбиотитовых, кварц-скаполитовых, карбо-

нат-пироксеновых жил с биотитом, месторождений давидита в складчатых поясах Аделаида (Радиум-Хилл и др., Австралия), Мозамбик (Тете, Восточная Африка), Становика-Джугджура (Джида и др., железистых пироксен-гранатовых скарнов с уранинитом и урансодержащими редкоземельными минералами месторождения Мери-Кетлин (складчатый пояс Маунт-Айза, Австралия).

В рудах флюидно-магматических урановых месторождений уран может тесно ассоциировать с TR, Th, Zr в образованиях щелочно-гранитного ряда, с TR, Sc, Ti, Fe в образованиях более основного состава. Урановые минералы формируются в ретроградные этапы анатексиса и после кристаллизационной дифференциации во флюидных постмагматических системах при явном привносе урана и сопутствующих ему литофильных и сидерофильных элементов постмагматическими флюидами. Судя по наличию в парагенезисах скаполита, а во флюидных включениях — галитов редких земель и щелочей, можно предполагать, что флюиды были галоидными водными растворами. Избыток кварца во флюидно-магматических образованиях свидетельствует о кислотном характере этих процессов.

Эндеогенные месторождения урана не встречены в пределах развития океанической коры и тесно связаны с континентальной на участках ее гранитизации [1, 2].

Центральное место в теории образования эндогенных флюидно-магматических месторождений занимает проблема формирования рудоносных флюидов. Согласно [3], магматогенные флюиды связаны с двумя типами разделения компонентов в магме: 1) диффузионным в изначально гомогенной жидкости (магматическая дифференциация); 2) диффузионно-конвекционным гетерофазным (кристаллизационная и эманационная дифференциация, ликвация). Диффузионный путь, связанный с низкими скоростями процесса, практически не приводит к существенной концентрации компонентов флюидов, особенно в процессах термодиффузии. Поэтому за основу разделения компонентов в магме принимаются гетерофазная эманационная и диффузионно-конвекционная дифференциации. Эманационная связана с взаимодействием «сквозьмагматического раствора» (перегретых паров) и магмы с переходом в нее рудного вещества, которое затем извлекается и перераспределяется при кристаллизации системы.

С целью исследования поведения урана в процессах диффузионно-конвекционной

дифференциации была экспериментально изучена растворимость уранинита в силикатных расплавах и установлены коэффициенты распределения урана между расплавом гранита и флюидными фазами углекислого и галоидного составов [4]. Установлено, что растворимость UO_2 растет с увеличением температуры расплава и в щелочно-гранитном расплаве она на порядок выше, чем в лейкогранитном, превышая на 2—4 порядка кларковые концентрации.

Исследованием взаимодействия урансодержащего расплава щелочного гранита с водными флюидами установлено, что коэффициент распределения урана между расплавом и флюидной фазой существенно меньше единицы, причем в воде и водноуглекислом растворе он минимален. Увеличение экстракции урана происходило в растворах галоидов. Кислотность значительно повышала коэффициент распределения урана между расплавом и флюидом, однако и в этих случаях он был ниже единицы. Таким образом, водосодержащие кислотные растворы галоидов могли привносить уран в водонасыщенные магмы.

Поскольку в процессе эманационной дифференциации уран распределяется преимущественно в расплаве, то на стадии дегазации расплавов формирование ураноносных флюидов маловероятно. Процесс кристаллизационной дифференциации — процесс концентрации урана в остаточном расплаве, а выделившиеся из него при его застывании кислые флюиды могут извлекать уран из закристаллизованной его части и отлагать при уменьшении кислотности флюида, например, в результате смешения с поровыми и трещинными водами за пределами интрузивных тел.

Таким образом, флюидно-магматические (магмато-гидротермальные) месторождения возникли в результате перераспределения урана и других компонентов в процессе кристаллизации расплавов и перекристаллизации боковых пород.

Под *гидротермальными* понимаются процессы, в которых участвуют нагретые водные растворы солей, кислот и оснований от разбавленных до концентрированных, образующиеся из них осадки и продукты взаимодействия водных растворов с боковыми породами (результаты реакций замещения — метасоматизма). Гидротермальные процессы характерны для аномальных по температуре участков литосферы, содержащих свободные водные растворы. Исследование современных гидротерм показало, что они являются конвективными гидродина-

мическими системами, отличающимися от флюидно-магматических тем, что бывают не только скрытого, но и открытого типов. Их специфика связана с проявлениями как магматических, так и водно-солевых теплоносителей, которые на пути из глубин к поверхности Земли взаимодействуют с водоносными или водосодержащими объемами горных пород и переходят в разбавленные водные растворы.

Урановые гидротермальные месторождения по способам их образования подразделяются на гидротермально-метасоматические и гидротермально-цементационные (выполнения). Гидротермально-метасоматические относятся к месторождениям скрытых палеогидротермальных систем и не имеют близких аналогов в современных гидротермальных областях. Они контролируются глубинными ослабленными зонами разрывно-складчатых деформаций и долгоживущими глубинными разломами в пределах гранитизированного кристаллического фундамента на активизированных щитах и в вулканогенно-осадочных породах разных структурных этажей интракратонных мозаично-блоковых орогенов моноциклического характера [1]. Среди этого типа месторождений по минералого-геохимическим признакам выделяются: 1) комплексные фосфорно-урановые (ураноносные апатитовые) бессульфидные метасоматиты в кристаллических породах фундамента (апатит-уранинит-коффинит-малакон-торитовые ассоциации) и литифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях фанерозойских складчатых поясов (апатит-аршиновит-гидроторитовые с настураном и коффинитом); 2) натриево-урановые метасоматиты (ураноносные альбититы) в кристаллических породах фундамента (альбит-эгирин-амфиболовые или альбит-хлоритовые ассоциации) с уранинитом, коффинитом и браннеритом; 3) натриево-урановые комплексные с молибденом и собственно урановые малосульфидные альбит-карбонатные метасоматиты с уранинитом, браннеритом, коффинитом и настураном, а также сульфидами железа, молибдена и некоторых других металлов; 4) калиево-урановые сульфидные калишпат (ортоклаз-адуляр)-карбонат-пиритовые метасоматиты с браннеритом, коффинитом и золотоносным пиритом; 5) гидроксил-калий-урановые сульфидные или малосульфидные слюдиты (мусковит-фенгит)-(кварц)-карбонатные метасоматиты с уранинитом, настураном, коффинитом, сульфидами железа, меди и полиметаллов.

Гидротермально-цементационные месторождения урана локализуются в пределах полициклических орогенов и неоднократно активизированных кристаллических щитов, в том числе перекрытых осадочными отложениями платформенного чехла. Эти месторождения по парагенезисам жильных минералов подразделяются на кварцевые, карбонатные, гидрослюдисто-каолиновые, смектит-хлоритовые или смешанные жилы либо стратиформные залежи (в зонах несогласий). Данные образования состоят из настурана, коффинита, редко — нингита, сульфидов, арсенидов, самородных металлов Bi, Ag, Au, Pt, Pd. Гидроксил-магний-урановые сульфидные или малосульфидные хлоритовые метасоматиты либо протон-калий-гидроксил-уран-сульфидные гидрослюдистые метасоматиты обычно окolorудные и внутрирудные в рассматриваемых концентрациях.

Гидротермально-цементационные выделения образуются преимущественно в результате заполнения рудными минералами открытых трещин, стенки которых в ряде случаев вышеложены и покрыты крустификационным кварцем или наростами других минералов. Для этого типа обычна многостадийность минералообразования, наличие нескольких генераций настурана и продукта его перекристаллизации — бластосферокристаллического уранинита, высокие и очень высокие содержания урана в рудах, достигающие в некоторых блоках рудных тел первых десятков процентов. Последним данные руды отличаются, как правило, от бедных и рядовых руд гидротермально-метасоматического и флюидно-магматического типов.

О физико-химических параметрах образования тех или иных типов урановых месторождений позволяют судить встречающиеся в них минералы урана и парагенезисы нерудных веществ. Экспериментально установлено [1], что во все эндогенные минералы — оксиды уранинит и настуран, титанаты давидит и браннерит, силикат коффинит, фосфат нингит, — уран входит в четырехвалентной форме. Это свидетельствует о восстановительном характере рудообразующих систем относительно урана. В то же время здесь отмечаются парагенезисы сульфатов, сульфидов до самородной серы [5]; карбонатов, углеводов, углеводистых соединений до самородного графита [6]; минералов трех- и двухвалентного железа. Следовательно, S, C и Fe не являются потенциалзадающими компонентами окислительно-восстановительных условий в урановорудных эндогенных

системах, что подтверждено экспериментально [1]. На фоне изменения условий окисленности этих элементов в выделяющихся минеральных формах уран стабильно сохраняет четырехвалентное состояние.

Кислотно-щелочной режим, регулирующий условия выщелачивания, миграции и осаждения урана, судя по анализу парагенезисов и экспериментальных данных, может быть также весьма широким. Так, минералы-индикаторы кислотности среды — кварц, каолинит, гидрослюда и слюды формируются в эндогенных процессах кислотного выщелачивания. Пример подобных парагенезисов отмечается в гидротермальных процессах — цементационно-крустификационные месторождения с настураном, коффинитом, иногда нингиоитом Рудных гор и Чешского массива [5].

Смектитовые и смектит-хлоритовые метасоматиты также рассматриваются как продукты кислотного выщелачивания с высокой активностью Mg и Fe. Они формируются при понижении кислотности среды и сопровождают образование месторождений несогласия с настураном и коффинитом [6]. На фоне нейтрализации кислотных растворов и замещения кальция апатитом возникают метасоматические фосфорно-урановые месторождения с коффинитом, настураном. Формирование натриевых и калиевых метасоматитов регулируется активностью щелочей (Na и K) и происходит в нейтрально-слабощелочных средах. Здесь отмечены браннерит и уранинит. Для месторождения Иллимаусак в щелочных сиенитах и их дериватах характерно полное отсутствие собственно урановых минералов.

Таким образом, для осаждения урана в собственной минеральной форме благоприятны условия от кислых до слабощелочных. Это полностью подтверждают эксперименты, дающие pH образования оксидов, титанатов и коффинита от 2 до 9, нингиоита до 5.

Анализ ассоциаций минералов и элементов, парагенных урану, указывает, что основания (Fe, Mg, Ca, Ti) берутся из вмещающих пород. Вместе с ураном в рудоформирующую систему кислотного выщелачивания привносятся сидерофильные Ni, Co, Mo, халькофильные As, Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, а в нейтрализационные и слабощелочные — литофильные элементы TR, Th, Zr. В апатитовые метасоматиты привносятся P и F, в полевошпатовые — Na или K.

Концентрация урана в рудоформирующих растворах оценивается не ниже 10^{-6} г/л, что отвечает насыщению воды

ураном над UO_2 в водно-водородных растворах [7]. Как отмечалось, тепло-массоносителями в гидротермальных системах и флюидами во флюидно-магматических являются водно-солевые растворы-расплавы, представленные хлоридными рассолами с высокой активностью Na и, реже, K. В их составе присутствуют также HCl, S в окисной и сероводородной формах, соединения S от CH_4 до CO_2 , H. Общая минерализация достигает 500 г/л и более при температурах порядка 400 °C и выше. Близкий состав ураноносных растворов подтверждается находками в минералах эндогенных урановых руд двух- и трехфазных включений с галогенидами в твердой фазе и углеводородами и CO_2 в жидкой и газообразной.

Таким образом, можно сделать вывод, что уран переносился растворами, солевой фон которых задавался хлоридами Na и K, а кислотные свойства определялись наличием HCl и, возможно, H_2SO_4 . Растворы содержали изначально не только уголекислоту, но и метан, водород, причем концентрации растворенных газов не могли быть значительными вследствие их низкой растворимости в рассолах.

Интервал условий от флюидно-магматических до гидротермальных, т. е. от 650—700° до 100—150 °C, указывает на очень широкий диапазон температур образования урановой минерализации. Давление могло превышать 100 МПа, особенно во флюидно-магматических системах, что подтверждается не только геологическими реконструкциями, но и экспериментами по моделированию условий образования урановых минералов. Так, давидит, встречающийся только во флюидно-магматических месторождениях, устойчиво формируется при температурах выше 450 °C и давлениях 100 МПа из растворов-расплавов. Браннерит в природе встречен в двух разновидностях — протокристаллической и дисперсоида. Протокристаллическая характерна для флюидно-магматических (выше 350 °C), дисперсоид — для гидротермально-метасоматических (150—350 °C) концентраций. Браннерит-дисперсоид — типичный продукт гидролиза кислых — уран (IV)- и титансодержащих растворов, в котором присутствует адсорбционная вода. Уранинит — минерал флюидно-магматических и гидротермально-метасоматических месторождений, структурный аналог UO_2 ; встречается, как и браннерит, в виде двух разновидностей — кристаллической (уранинит) и дисперсоида (настуран). Кристаллизация уранинита из водных растворов в экспериментальных условиях

идет при 250 °С и выше. Настуран конденсируется в ходе гидролиза растворов урана (IV) ниже 250 °С. Изучение условий образования коффинита-ненадежита и нингионита-лермонтовита позволило наметить температуры менее 300 °С и давление насыщенного пара как наиболее вероятные условия их формирования и говорить о преимущественно кислотном характере процессов их образования. Происхождение коффинита связано с высокой активностью кремнезема (в случае нингионита — фосфат-иона) в растворах урана (IV).

Анализ физико-химических параметров позволяет сделать вывод о широком диапазоне температур, давлений, окислительно-восстановительных условий и кислотности-щелочности среды, охватывающем поля стабильности эндогенных минералов урана. При этом в отличие от экзогенных урановых концентраций для эндогенных обстановок характерно, что окислительно-восстановительный потенциал среды в данном случае задается таким образом, что стабильными остаются только соединения четырехвалентного урана в парагенезисе с минералами железа, серы, углерода в разной степени валентности. Активность урана и сопутствующих элементов возрастает с увеличением кислотности растворов: самые богатые и масштабные месторождения гидротермально-цементационного типа

связаны с процессами кислотного выщелачивания и выполнения полостей в условиях гидролиза растворов четырехвалентного урана при температурах ниже 250 °С.

Гидротермально-метасоматические и флюидно-магматические концентрации характерны для близнейтральных и слабощелочных сред и образуют месторождения бедных и рядовых руд, не имеющих перспектив промышленного использования в ближайшем будущем из-за низкой конкурентоспособности по запасам и сложности технологического вскрытия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольфсон Ф. И., Королев К. Г. Условия формирования урановых месторождений. — М.: Недра, 1990.
2. Рыбалов Б. Л., Омеляненко Б. И. Источники уранового оруденения. — М.: Наука, 1989.
3. Шарапов А. Н., Черепанов В. Н. Динамика дифференциации магм // Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 642. Новосибирск, 1986.
4. Юдинцев С. В. Растворимость уранинита в водонасыщенном гранитном расплаве // Докл. АН СССР. Т. 287, № 1. С. 205—207.
5. Дымков Ю. М. Парагенезис минералов ураноносных жил. — М.: Недра, 1985.
6. Вольфсон Ф. И., Королев К. Г., Румянцев Г. В. Проблема генезиса урановых месторождений «несогласия» // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1989. С. 5—14.
7. Parks G. A., Demetrius G. P. Hydrothermal solubility of uraninite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1988. Vol. 52, p. 4. P. 863—875.

Формирование признаков физических полей и комплексная интерпретация геофизических данных при прогнозе

М. И. ПАХОМОВ, А. И. МАКАРОВ

Прогноз следует рассматривать как систему, направленную на извлечение информации об искомом объекте из совокупности экспериментальных данных с учетом известной априорной информации на основе построения представлений об объекте прогнозирования, выбора путей достижения цели и конструирования средств решения задачи для получения результатов. Эффективность прогноза определяется прежде всего первыми двумя указанными положениями, т. к. на них базируются комплекс признаков и характер их количественного выражения. Именно с позиций формирования признаков физических полей и рассматриваются ниже эти положения.

В общем случае, и особенно при прогнозе и поисках гидротермально метасоматических рудных месторождений, объект прогнозирования в физических полях не проявляется в виде единой аномалии с определенными количественными параметрами, а фиксируется в каждом поле серией разнопараметровых аномалий. Отмеченные особенности физических полей над рудными объектами определяют два подхода к комплексной интерпретации геофизических данных, а следовательно, и к выбору признаков полей для решения задачи прогнозирования.

Для решения прогнозных задач, особенно в средних масштабах и при геологическом картировании с попутными поисками, наиболее широко распространен традиционный подход, основанный на привлечении геофизических данных для выявления, прослеживания и оконтуривания рудоконтролирующих факторов в результате геологической интерпретации физических полей путем решения прямых и обратных задач. Он базируется на представлениях о геологических критериях прогнозирования, петрофизических характеристиках объектов и особенностях их проявления в полях. Информация извлекается дифференцированно по комплексу признаков, присущих конкретным рудоконтролирующим факторам и структурам, с последующим отображением

их в виде геологических образов. Результаты геологической интерпретации совместно с другими геологическими данными используются при составлении прогнозных карт. Такой подход подробно рассмотрен в ряде методических пособий [3, 5 и др.] и широко освещен в литературе [2 и др.]. С позиций прогнозирования на современном уровне подобный подход имеет весьма существенные недостатки. Прежде всего, в ходе его реализации выявляются лишь отдельные элементы объекта прогнозирования, причем не всегда наиболее существенные с точки зрения поставленной задачи, а наиболее контрастно проявленные в физических полях. Весьма важная информация, содержащаяся в структуре физических полей и нередко характеризующая искомый объект в целом, теряется.

Эффективное использование традиционного подхода возможно в условиях относительно высокой степени геолого-геофизической изученности территории прогнозных работ или смежных площадей аналогичного строения, т. к. при этом привлекаются количественные признаки полей, характерные для соответствующих критериев на эталонных объектах.

С развитием ЭВМ все более широко применяется другой подход, при котором в процессе прогнозирования по геофизическим данным основное внимание акцентируется не на опосредованном их использовании через геологическую интерпретацию, а на установлении прямых связей между характеристиками физических полей и расположением рудных объектов. Формирование признаков физических полей осуществляется, как правило, в результате процедуры обучения на эталонных объектах, причем признаки выражаются в значениях наблюдаемых полей и их трансформант. Такой выбор признаков в общем случае в значительной мере обеспечивает роль процедуры обучения для целей прогнозирования, а с другой — не обеспечивает существенного повышения эффективности прогнозных построений по следующим причинам.

В реальных условиях каждый рудный

объект даже одной и той же формации индивидуален в связи с некоторыми различиями геологического строения, колебаниями петрофизических параметров, уровня эрозионного среза и т. д. Это обуславливает различия и количественных характеристик одних и тех же признаков физических полей над разными объектами. Поэтому выбор какого-либо одного значения того или иного признака, характерного для объекта, ухудшает достоверность выявления объектов в других геологических ситуациях. Поинтервальное задание значений признаков с учетом обучения по нескольким эталонным объектам при относительном повышении достоверности прогнозирования и уменьшении ошибок первого рода приводит к существенному возрастанию ошибок второго рода и, кроме того, не гарантирует пропуск объектов в иных, отличающихся от эталонных, геологических ситуациях. Об этом свидетельствует и наш собственный опыт прогнозирования по результатам съемок масштаба 1:50 000, и данные других исследователей. Так, неоднократные попытки реализовать методы распознавания с обучением в Кавалеровском рудном районе с использованием более десятка оловорудных эталонных объектов, показали, что для них невозможно найти единый комплекс информативных количественных признаков физических полей, т. к. при любых вариантах часть объектов пропускается вообще, а в пределах других выделяются фрагменты. Все это указывает на то, что прогнозирование на принципах обучения целесообразно использовать на площадях с однородным геологическим строением по результатам детальных геофизических съемок, т. е. при решении задач локального прогноза в пределах рудных полей и на смежных площадях.

Сложившиеся в последнее время представления об объекте прогнозирования принято выражать в виде многофакторных моделей, составной частью которых являются физико-геологические модели (ФГМ), отражающие связь элементов геологического строения рудного объекта с физическими полями через петрофизические характеристики. Построены ФГМ рудных полей и месторождений различной степени обобщения для подавляющего большинства полезных ископаемых. Эти модели и являются принципиально новой мощной базой для формирования признаков физических полей, позволяющей выявить комплексы наиболее информативных признаков физических полей, характеризующих объект как единое целое.

К сожалению, в практике использо-

вания ФГМ превалирует рассмотренный выше стереотип: во-первых, чаще всего выбор признаков осуществляется исходя из характера проявления в физических полях отдельных элементов объекта прогнозирования, а во-вторых, привлекаются обычно количественные параметры наблюдаемых полей и трансформант. Это приводит к тем же недостаткам, что и при использовании процедуры обучения, в связи со следующими обстоятельствами.

По степени конкретности (обобщения) геологические модели и соответствующие им физико-геологические модели объектов прогнозирования можно разделить на три основных класса: районные, региональные и обобщенные. ФГМ рудного объекта в пределах конкретного рудного района с достаточно однородным геологическим строением может наполняться конкретными геологическими образами с сохранением истинных геологических (глубин, мощностей, структуры и т. д.) и петрофизических параметров.

При таких условиях рассчитанные для ФГМ рудных объектов физические поля наиболее полно качественно и количественно соответствуют физическим полям, наблюдаемым над конкретными объектами. В этом случае могут быть использованы признаки физических полей в их «абсолютных» (измеренных) значениях (значение поля, интенсивность локальной аномалии, значение градиента и т. п.). Если же рудный район отличается неоднородным геологическим строением и включает несколько рудных объектов одной формации с различными уровнями среза, количественные характеристики признаков физических полей над одними и теми же элементами объекта будут различаться, и в некоторых случаях весьма существенно, даже при одинаковых на всех объектах петрофизических параметрах основных их элементов. Тогда привлекаются либо среднестатистические поинтервальные значения тех или иных признаков физических полей, либо поочередно значения признаков, присущие каждому из объектов. При первом варианте резко возрастают ошибки как первого, так и второго рода, а при втором — существенно усложняется процесс прогнозирования и не исключается вероятность пропуска объекта в иной (относительно известных) геологической ситуации.

При построении региональных и обобщенных формационных физико-геологических моделей объектов прогноза, учитывающих наиболее характерные особенности нескольких рудных объектов одного и того же формационного типа (как правило, это основные геологиче-

ские критерии), используются среднестатистические значения физических свойств в силу их изменчивости для одних и тех же элементов модели на различных конкретных объектах. В таком случае рассчитанные от модели физические поля в общем случае количественно не совпадают с наблюдаемыми полями на конкретных объектах. Однако при высокой достоверности информации о геологических моделях эталонных объектов и о физических параметрах их элементов расчетные поля типовых и обобщенных формационных моделей соответствуют наблюдаемым полям практически всех эталонных объектов качественно (общая структура поля, относительные размеры и интенсивность аномалий и их взаиморасположение).

Все изложенное указывает на то, что наиболее оптимально с точки зрения решения прогнозных задач по геофизическим данным использование признаков физических полей, выраженных не в измеренных значениях исходных полей или их стандартных трансформант, а в относительных или приведенных безразмерных единицах, характеризующих прежде всего сходство искомого объекта с модельными и эталонными по морфологии и структуре физических полей, взаиморасположению, относительной интенсивности и амплитуде аномалий и позволяющих выделить его как единый аномальный объект. Вместе с тем, в реальных условиях процесс геофизического прогнозирования обычно не может быть сведен к выполнению только одного типа задач. Обычно слабая представительность, а зачастую и отсутствие эталонных объектов искомого класса приводят к необходимости последовательного выполнения нескольких операций [4]. По нашему мнению, необходимо выделять следующие операции:

- выявление искомых объектов;
- разделение их на ряд классов по степени близости признаков физических полей;
- оценка объектов по степени перспективности.

Чаще всего при выполнении всех указанных операций используются методы распознавания с обучением на основе принципа аналогий, причем в качестве признаков фигурируют преимущественно количественные значения параметров исходных физических полей и их трансформант. Наиболее целесообразно, на наш взгляд, в единой процедуре прогноза использовать помимо принципа аналогий и принцип аномальности [1]. Операция выделения должна базироваться на прин-

ципе аномальности, а разделения и оценки — на принципе аналогий.

Реализация операции выделения на принципе аномальности дает возможность широко использовать относительные и безразмерные признаки, характеризующие степень аномальности выделяемых объектов на качественном уровне. Такие признаки в первом приближении могут быть установлены из анализа рассмотренных типовых и обобщенных ФГМ рудных объектов искомого класса при различных уровнях среза, а при наличии хотя бы одного известного объекта — уточнены по фактическим данным. Поскольку с точки зрения выявления мерой, определяющей аномальность, служат размеры рудных образований искомого иерархического уровня, формирование признаков для расчета функции, в рамках количественных характеристик которой объект существует как единое целое, должно опираться на систему иерархически соподчиненных статистических палеток, сопоставимых по размерам с рудными образованиями [6].

Комплекс признаков выбирается таким образом, чтобы обеспечить выделение всех объектов искомого иерархического уровня вне зависимости от их эрозионного среза и некоторых колебаний конкретной геологической ситуации, т. е. чтобы максимально минимизировать ошибку первого рода. Это возможно только в случае, если комплекс признаков физических полей характеризует совокупность поисковых критериев в целом, а не частные элементы объекта.

В операции разделения, в качестве признаков могут быть использованы как относительные параметры, так и значения измеренных полей и их трансформант в зависимости от наличия и количества в изучаемом районе объектов искомого класса. Этот процесс итерационный и может решаться в диалоговом режиме «человек — машина» и в автоматизированной технологии. В операции оценки используются только количественные признаки исходных и трансформированных полей, для которых установлена связь с масштабностью оруденения.

Все рассмотренные положения применимы в полной мере к крупномасштабному прогнозированию с точки зрения выделения потенциальных рудных полей, и в меньшей — к решению задач локального прогноза по результатам детальных работ. При локальном прогнозе в пределах сложившихся рудных полей и узлов, когда известны конкретные признаки полей над рудными месторождениями и телами, ведущую роль играют коли-

качественные признаки наблюдаемых полей и их трансформант.

В заключение подчеркнем следующее. В связи с переходом на поиски слабо-проявленного и глубокозалегающего ору-денения для эффективного решения прог-нозных задач по геофизическим данным более широко должны привлекаться качественные относительные и безразмер-ные признаки, характеризующие искомый объект как единое целое, т. к. именно качественные характеристики полей наи-более устойчивы для объектов одного и того же класса вне зависимости от глубины залегания и среза. Методы рас-познавания с обучением приемлемы пре-имущественно при локальном прогнозе или при крупномасштабном прогнози-ровании на площадях однородного гео-логического строения. Для выбора комп-лекса признаков физических полей, осо-бенно для разделения и оценки объектов, должны более широко привлекаться

многофакторные модели, построенные практически для всех полезных иско-паемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекжанов Г. Р., Бугаец А. Н., Лось В. Л. Гео-логические модели при прогнозировании ресурсов полезных ископаемых. — М.: Недра, 1987.
2. Бродовой В. В. Методы исследования геофизи-ческих полей над основными рудоносными структурами. — М.: ВИЭМС, 1975.
3. Глубинное геологическое картирование: Мето-дическое пособие/П. А. Литвин, М. Б. Рыбаков, М. Н. Столпнер и др. — Л.: Недра, 1981.
4. Добрынин В. Н., Черемисина Е. Н. Математи-ческие методы и средства вычислительной техники в геологических исследованиях. — М.: Недра, 1988.
5. Желамков В. А., Столпнер М. Н. Проведение геофизических работ при изучении металлогении рудных районов: Методические рекомендации. — Л.: ВИРГ, 1972.
6. Каждан А. Б., Пахомов В. И. Обработка исходных эмпирических данных с позиций системного подхода к изучению недр//Сов. гео-логия. 1986. № 11. С. 3—11.

УДК 550.831

© Р. Ф. Данковцев, 1993

Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений

Р. Ф. ДАНКОВЦЕВ

Целевое назначение спектрально-корре-ляционного анализа гравиметрических данных (способ ГРАВИСКАН) — выяв-ление особенностей распределения плот-ностных неоднородностей в изучаемом объеме земной коры, оценка их рудо-контролирующей роли и установление глубинно-плотностных критериев локаль-ного прогноза эндогенного оруденения дополнительно к комплексу традицион-но используемых факторов. Таким анали-зом выявляется физическое состояние (уплотнение — разуплотнение) горных масс, которое фиксируется в глубинной инфраструктуре локальных аномалий по-ля силы тяжести, сформировавшейся под воздействием совокупности всех геологических процессов. Поскольку рудо-образование — неотъемлемая часть этих процессов, особенности локализации руд-ных концентраций также должны отобра-жаться в глубинно-плотностной инфра-структуре.

Способ ГРАВИСКАН не предусматри-вает выделение и определение параметров конкретных геологических тел или объек-тов (их формы, размеров, глубины зале-гания кромок, плотности в физическом выражении и т. д.) и поэтому исклю-чает применение сложных вычислительных схем, используемых при традиционных

способах интерпретации гравиметриче-ских полей. Первичная обработка ма-териалов включает две основные опера-ции: разделение наблюдаемого поля на разночастотные составляющие и опреде-ление их глубинных уровней. Первая операция состоит в выборе оптималь-ных полосовых фильтров в профильном варианте или комбинаций круговых (А. Тихонова — Ю. Буланже) и коль-цевых (С. Саксова — К. Нигарда, Н. Мусеибова) палеток в площадном варианте, характеризующихся различной разрешающей способностью, и их приме-нении для расчетов локальных составля-ющих, выполняемых по специальным про-граммам на персональном компьютере. Вторая операция основывается на опре-делении глубинной чувствительности фильтров и палеток с использованием известных формул и корреляции извлеченных локальных составляющих раз-личных относительных глубинных уровней. В обеих операциях из расчетных данных полностью исключаются какие-либо за-данные априори субъективные параметры исходных геологических моделей.

Рассмотрим результаты применения способа ГРАВИСКАН на примере ряда эндогенных рудных месторождений в про-фильном варианте. Эти результаты выра-

жаются в форме глубинной физико-геологической модели рудного объекта, включающей следующие построения.

1. Исходный структурно-геологический (СГ) разрез и график наблюдаемых значений поля силы тяжести Δg_n .

2. Гравипотенциальный (ГП) разрез, характеризующий глубинную инфраструктуру выявленного спектра локальных аномалий силы тяжести в ее избыточных (положительных и отрицательных) значениях, фиксирующую распределение плотностных неоднородностей и позицию эталонного рудного объекта.

3. Градиентно-динамический (ГД) разрез, отображающий изменчивость гравипотенциального поля (в мгал/см²) в плоскости ГР-разреза, а соответственно и динамику взаимоотношений плотностных неоднородностей и особенности условий локализации эталонного рудного объекта.

4. Физико-геологический (ФГ) разрез, суммирующий результаты выполненных построений и отображающий элементы рудоконтроля и рудоперспективные обстановки.

В итоге формулируются глубинно-плотностные критерии локального прогноза благоприятных обстановок для поисков аналогов эталонных рудных объектов. Ранг объекта определяется масштабом анализируемых гравиметрических съемок: 1 : 50 000 — позиция рудного узла, 1 : 25 000—1 : 10 000 — рудного поля и месторождения.

На рис. 1 показана глубинная физико-геологическая модель, построенная по профилю съемки масштаба 1 : 50 000 через Жерекенский молибденоворудный узел в Забайкалье. На исходном структурно-геологическом разрезе (см. рис. 1, I) видно, что здесь развиты исключительно магматические образования, из которых наибольшей плотностью обладают средние по составу магматиты нижнего палеозоя (2,72 г/см³), наименьшей — кислые породы юры (2,58—2,6 г/см³). Магматиты расчленены на ряд блоков, в одном из которых расположена юрская впадина. Жерекенский рудный узел локализован среди юрских гранитоидов амуджиканского комплекса, образующего, очевидно, единую метасоматическую серию от гранодиоритов во внешних до ультракислых выплавов во внутренних зонах, находясь над кровлей последних.

Сравнительно узкий диапазон плотностей пород обуславливает общий сглаженный характер графика Δg_n . Тем не менее, на гравипотенциальном разрезе (см. рис. 1, II) инфраструктура локальных аномалий проявляется вполне контрастно на всю изученную глубину (до 3 км).

Значительная часть разреза занимает круная (до +5 отн. мгал) положительная аномалия, имеющая ряд выступов у поверхности и общее широкое основание на глубине. Выступы разделяются овальной отрицательной (до —3 отн. мгал) и мелкой (до —0,5 отн. мгал) линзовидной аномалиями.

На правом фланге выделяется также крупная (более —3 отн. мгал) корневая отрицательная аномалия, с одной стороны сопряженная с положительным аномальным полем, а с другой — перекрываемая слабо уплотненным (до +1 отн. мгал) элементом. Характерно, что осевая зона этой аномалии полого погружается на глубину и круто изгибается у поверхности навстречу уплотненному элементу, входя с ним в торцевое сочленение. Именно в месте выхода указанной зоны на поверхность локализуется Жерекенский рудный узел.

Выявленная инфраструктура локальных аномалий иллюстрирует особенности распределения и напряженности гравипотенциалов разного знака, образуемых плотностными неоднородностями, которые характеризуют развитие и взаимоотношения разноплотностных литокомплексов (или неоднородностей внутри них) на глубине и позицию эталонного рудного объекта. Вместе с тем, границы раздела литокомплексов различной плотности, элементы блокового строения коры, зоны активного и пассивного взаимодействия отдельных сегментов в изучаемом объеме коры, которые могли бы более определенно указывать на особенности локализации рудных объектов, проявляются в гравипотенциальном разрезе недостаточно четко. Дело в том, что обособляющиеся гравипотенциалы отражают не конкретные геологические массы или тела в их естественных границах, а силовые поля, создаваемые ими. Поэтому, в частности, нулевая изолиния является границей раздела этих силовых полей, а не конкретных литокомплексов или блоков, хотя иногда может и совпадать с ней. Более обычные случаи, когда сопряженные литокомплексы образуют разные по интенсивности гравипотенциалы, и тогда их граница (нулевая изолиния) под воздействием более сильного поля смещается в сторону более слабого. Поэтому глубинно-плотностная модель, построенная только по инфраструктуре локальных аномалий, морфологически не адекватна глубинно-геологической ситуации.

Тем не менее, в гравипотенциальном поле содержится вполне определенная информация о положении и характере границ раздела разноплотностных комп-

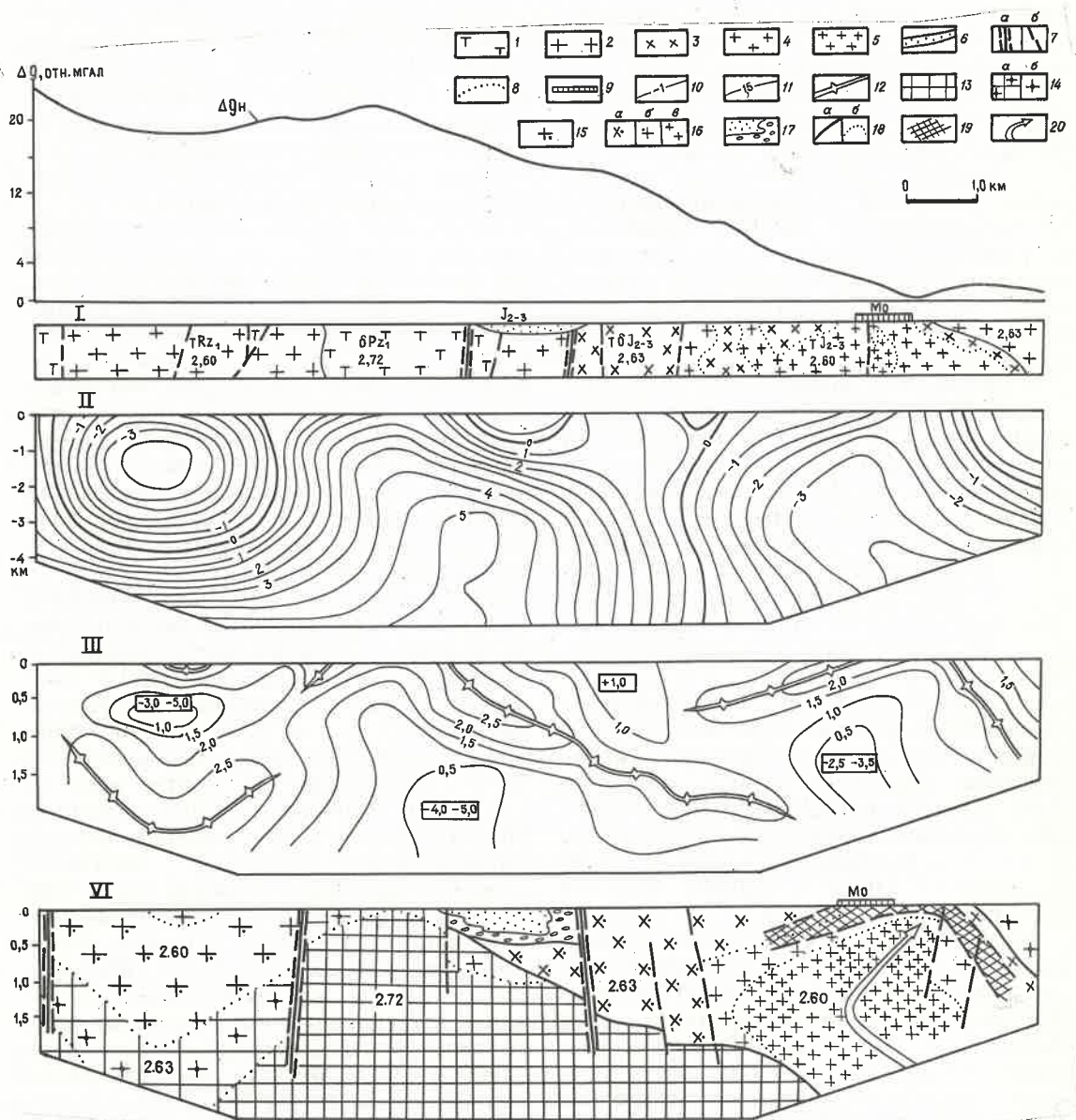


Рис. 1. Глубинная физико-геологическая модель Жеркенского молибденовурудного узла, Забайкалье:

I — СГ-разрез; II — ГП-разрез; III — ГД-разрез; IV — ФГ-разрез; литоконплексы PZ₁: 1 — диориты, 2 — гранитоиды; литоконплексы MZ: 3 — гранодиориты, 4 — нормальные граниты, 5 — лейкограниты, 6 — терригенная моласса; 7 — тектонические меж-(а) и внутриблоковые (б) разрывы; 8 — границы магматических фаций; 9 — молибденовурудное поле; 10 — изолинии значений силы тяжести, отн. мгал; 11 — изолинии значений изменчивости гравитационного поля, мгал/см²; 12 — осевые линии зон повышенной изменчивости поля; 13 —

фации литоконплекса PZ₁: 13 — переходная (а) и обособленная (б) гранодиоритовая, 14 — гранитная; 15 — гранитная; 16 — фации литоконплекса MZ (а — гранодиоритовая, б — нормальных гранитов, в — лейкогранитов); 17 — терригенный комплекс наложенной впадины; 18 — границы литоконплексов (а) и фаций (б); 19 — рудовмещающая и рудоперспективная зона; 20 — ось магмопроводящего проникаемого канала; цифры в рамках на ГД-разрезе — значения гравипотенциала в ареалах минимальной изменчивости поля, мгал

лексов и выражается в градиентах его изменчивости. С целью ее извлечения строится градиентно-динамический разрез (см. рис. 1, III) путем сканирования плоскости ГП-разреза с вычислением изменчивости поля на единицу его площади (мгал/см²). В этом разрезе морфологически четко различаются линейные

зоны повышенной и различной формы ареалы пониженной изменчивости поля. Первые имеют преимущественно пологие склоны (иногда осложнены коленообразными уступами или разрывами), а также переменные мощность и интенсивность. Вторые разделяются этими зонами

и занимают более широкие пространства поля.

Наиболее контрастная картина наблюдается в левой части ГП-разреза, где проявлены мощные зоны интенсивной изменчивости ($1,5\text{--}2,5$ мгал/см²), обрамляющие и разделяющие силовые поля разного знака, центры масс которых выражены минимальными (до $0,5$ мгал/см²) значениями изменчивости. Именно в таких центрах минимальной изменчивости значения силовых полей, фиксируемые в ГП-разрезе, наиболее близко соответствуют физической плотности размещенных здесь литокомплексов. Осевые линии зон максимальной изменчивости, отмечающие рубежи более или менее резкой смены физического состояния недр, могут рассматриваться как границы раздела этих литокомплексов. Коленообразные уступы, разрывы и резкие выклинивания осевых линий могут связываться с проявлениями внутри- и межблоковой разрывной тектоники.

Отмечается более низкая контрастность поля в правой части разреза по сравнению с левой: здесь более широко развиты ареалы пониженной изменчивости и только одна зона ее повышенных ($1,5\text{--}2$ мгал/см²) значений в кровле отрицательного гравипотенциала. Характерно, что Жерекенский рудный узел локализуется в эндоконтакте этого гравипотенциала под осевой линией зоны повышенной изменчивости поля, разграничивающей гравипотенциалы разного знака.

Глубинно-геологическая интерпретация выполненных до глубины 3 км построений с учетом исходного СГ-разреза показана на физико-геологическом разрезе (рис. 1, IV). В его левой части размещается крупнейший блок высокоплотных ($2,72\text{ г/см}^3$) нижнепалеозойских магматитов среднего состава, сменяемых выше разновозрастными гранитоидами нормальной плотности ($2,6\text{ г/см}^3$).

Значительная ширина разделяющих их зон максимальной изменчивости позволяет предположить, что эти литокомплексы не имеют резких границ, а связаны глубокими взаимопереходами, что обусловлено близостью времени формирования. Резкие изгибы и разрывы зон, очевидно, вызваны внутриблоковыми смещениями по разрывам. Четко определяется положение юрской впадины, выполненной терригенными осадками и имеющей явно тектонические ограничения, одно из которых носит характер взброса.

В правой части разреза отмечается блок коры, почти целиком сложенный юрскими гранитоидами (амуджиканский комплекс), представленными серией фаз и

фаций, незначительно различающихся по плотности ($2,58\text{--}2,63\text{ г/см}^3$). Вследствие этого внутри комплекса почти не зафиксировано зон повышенной изменчивости гравипотенциального поля, за исключением непосредственных контактов лейкогранитов с гранодиоритовой фацией и ксенолитом нижнепалеозойских гранитоидов. Последние, плотность которых превышает на $0,05\text{ г/см}^3$ плотность рудогенерирующих и рудовмещающих лейкогранитов, можно рассматривать как структурный барьер или экран на пути выходящих рудоносных растворов, в последствии частично эродированный.

Таким образом, выявленная глубинно-плотностная обстановка соответствует структурной ловушке, благоприятной для формирования рудных (в данном случае молибденовых) концентраций, подобных которой в изученном профиле больше не отмечено.

На рис. 2 слепая медноколчеданная залежь Ново-Учалинского месторождения (Средний Урал), вскрытая на глубине $1,5\text{--}2$ км в андезито-базальтовой толще среднего девона, прорванной телами субвулканических андезитов и липаритов, локализуется на границе отрицательного силового поля. Последнее образовано, по-видимому, очагом кислого состава на глубине, который обрамляется мощным ореолом развития процессов метасоматоза и отдельных липаритовых и андезитовых выплавок. Граница неизмененных базальтоидов ($+1,5\text{...}+2,5$ отн. мгал) и метасоматически переработанных пород ($-1,5\text{...}-2,5$ отн. мгал) четко маркируется зоной повышенной изменчивости ($1\text{--}2$ мгал/см²). В отличие от рассмотренного выше Жереконского месторождения здесь медноколчеданная залежь размещается не на внутренней, а на внешней стороне этой зоны (по отношению к отрицательному гравипотенциалу), так что в данном случае градиентная зона является не экраном, а мембраной для рудоносных растворов. Наибольшее внимание из рудоперспективных привлекает интервал градиентной зоны в контакте с субвулканическим андезитовым телом, где уже выявлены первые признаки медноколчеданного оруднения в ореоле кварц-пирит-хлорит-серпичитовых изменений.

Аналогичную позицию занимает Озерное медноколчеданное месторождение. Оно размещается в том же базальт-андезитовом комплексе, включающем экструзивные фации дацитов и липаритов. Последние и сопровождающие их метасоматиты маркируются апофизами прослеженного на глубине отрицатель-

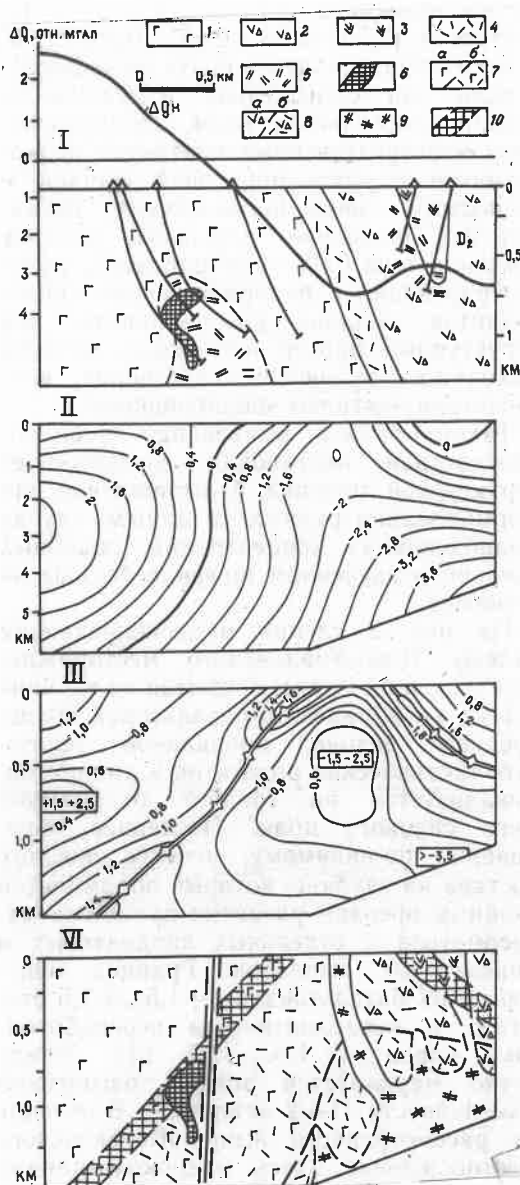


Рис. 2. Глубинная физико-геологическая модель Ново-Учалинского медноколчеданного рудного поля, Средний Урал:

вулканогенный комплекс D_2 : 1 — диабазы, 2 — туфы андезитовых порфиров, 3 — субвулканические андезиты, 4 — липариты; 5 — метасоматиты, 6 — рудная залежь; 7, 8 — диабазы и туфы андезит-порфиров (а — неизмененные, б — метасоматически проработанные); 9 — очаг и апофизы липаритовой магмы; 10 — рудоперспективная зона; остальные усл. обозн. см. рис. 1.

ного гравипотенциала, которые расчленяют положительное силовое поле, образуемое полого залегающей базальт-андезитовой толщей, на ряд изолированных висячих (бескорневых) сегментов. К подошве одного из них (центрального) приурочена рудная залежь, венчающая «метасоматический канал» и перекрытая

«сульфидной шляпой». Зона повышенной изменчивости ($0,8-1,4$ мгал/см²) в данном случае почти полностью совпадает с нулевой изолинией гравипотенциального поля, подчеркивая его соответствие общему характеру взаимоотношений горных масс разного состава. Оруденение локализуется на внешней границе зоны, в экзоконтакте отрицательного гравипотенциала. Соответственно определяется и позиция рудоперспективных интервалов в эндоконтактах положительных сегментов поля.

Пример условий локализации золото-кварц-сульфидного оруденения (Светлинское месторождение, Южный Урал) приведен на рис. 3. Коренное золото связано с кварцевыми жилами, секущими рудомещающие вулканогенно-терригенные отложения девона в зоне их контакта со сланцево-карбонатной толщей и гнейсо-сланцами, и сопровождается кварц-биотит-серицитовыми метасоматитами с прожилково-вкрапленным пиритом. Этот пример по инфраструктуре гравипотенциального поля в принципе аналогичен примеру на рис. 2, но здесь положительный потенциал образован крутопадающей дифференцированной по составу метаморфизованной толщей, а отрицательный — массивом гранитоидов и внешней гнейсовой оторочкой. Оруденение развито в контакте отрицательного и положительного силовых полей, в зоне его повышенной изменчивости ($0,8$ мгал/см²). Ее интервал в верхней правой части профиля малоперспективен, т. к. разделяет здесь гнейсы и ксенолит карбонатных пород, которые нигде на простирании данной металлогенической зоны не вмещают золотое оруденение.

Примером выявления рудоподводящего проникаемого канала другого рода служит модель золоторудного месторождения Мурнтау (рис. 4). Оно приурочено к антиклинальной структуре, расположенной на периферии крупного гравитационного минимума и сложной более плотным ($\sigma_{cp}=2,77$ г/см³) в ядре и менее плотными ($2,67$) на крыльях литокомплексами. В инфраструктуре локальных аномалий они образуют положительный в центре и отрицательные на флангах гравипотенциалы (соответственно $+0,8$ и $-0,6...-0,7$ мгал), причем первый осложнен на глубине пережимом ($+0,1...+0,3$ мгал), ориентированным по восстанию с юга на север, т. е. в направлении от центра регионального гравитационного минимума к его периферии. Примечательно, что система золоторудных залежей, пересекая оба литокомплекса, укладывается в этот пережим, подчерк-

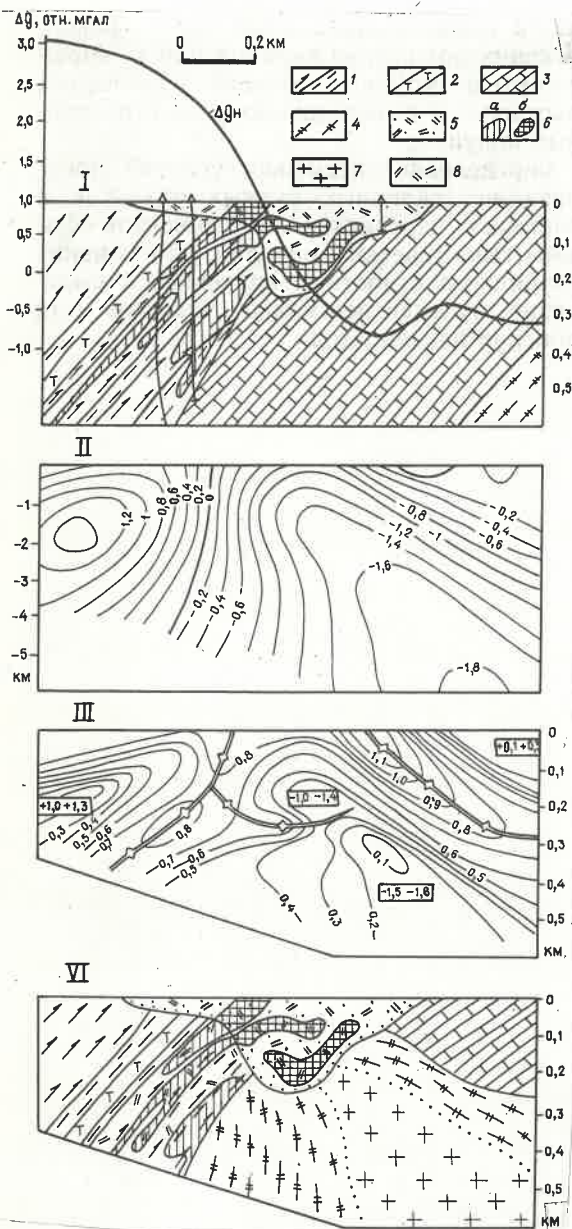


Рис. 3. Глубинная физико-геологическая модель Светлинского золоторудного месторождения, Южный Урал:

вулканогенно-терригенный комплекс D_2 : 1 — кварцсерицитовые и углеродисто-кремнистые сланцы, 2 — вулканиды щелочно-среднего состава, 3 — карбонатные отложения; 4 — гнейсы, 5 — кора выветривания, 6 — рудные залежи (а — коренные, б — переотложенные в коре выветривания); 7 — гранитоиды, 8 — метасоматиты; остальные усл. обозн. см. рис. 1.

нутый на градиентно-динамическом разрезе зоной повышенной ($0,3-0,4$ мгал/см²) изменчивости гравитационного поля. Невысокая контрастность зоны указывает не на резкую смену плотностных комплексов, а на наложение на плотный литокомплекс процесса разуплотнения, связанного, по-видимому, с жильными инъекциями гранитоидного состава и со-

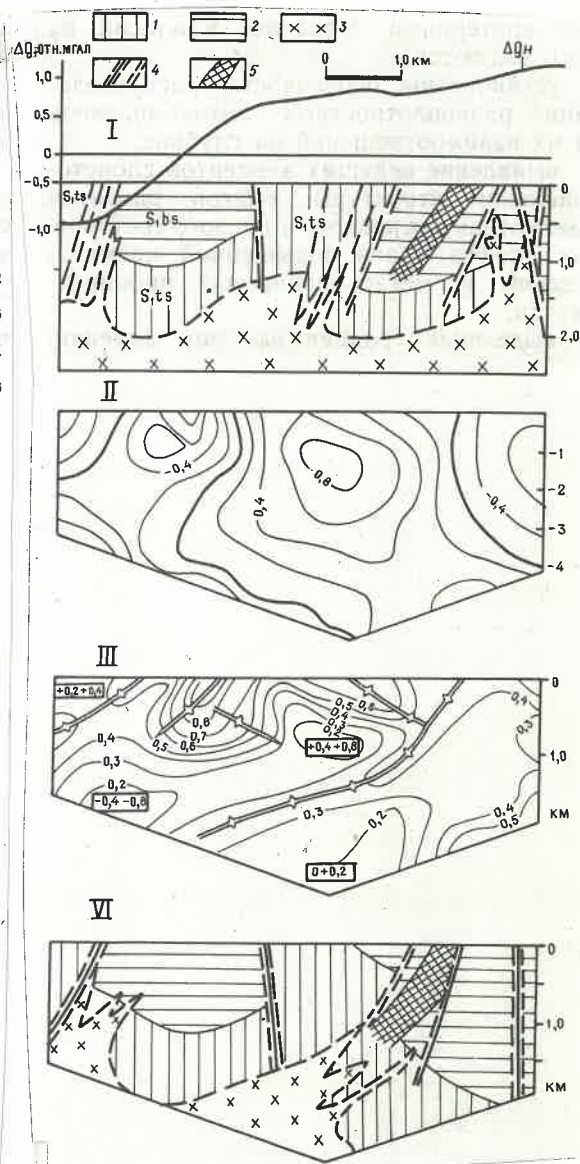


Рис. 4. Глубинная физико-геологическая модель золоторудного месторождения Мурунтау:

терригенный комплекс PZ : 1 — аспидные, углеродисто-кремнистые сланцы, филлиты, кварциты таскаганской свиты, 2 — алевролиты, углистые песчаники, филлиты бесапанской свиты; 3 — гранитоиды $P-S$ и их плагиогранитные, сиенит-диоритовые и другие дериваты; 4 — разломы, 5 — рудоносная зона; остальные усл. обозн. см. рис. 1.

проводящими их метасоматитами, обусловившими заложение проницаемого канала для рудоформирующих растворов. Именно такой вариант интерпретации как наиболее вероятный отображен на результирующем физико-геологическом разрезе.

Приведенные и многие другие примеры свидетельствуют о широких возможностях использования способа ГРАВИСКАН при решении задач локального прогноза эндогенных рудных месторождений в комплексе с традиционными поисковы-

ми критериями. Наиболее важными из них являются:

установление особенностей распределения разноплотностных литоконплексов и их взаимоотношений на глубине;

выявление ведущих элементов слоистоблоковой структуры, очагов развития магматизма основного и кислого составов, их апофиз и зон повышенной магматической и метасоматической проницаемости;

выделение градиентных зон изменчи-

вости гравипотенциальных полей, фиксирующих положение экранов или мембран на пути возможного движения рудоносных растворов и выполняющих роль структурных ловушек;

определение специфики условий локализации эталонных рудных объектов в системах перечисленных элементов физико-геологических моделей, обоснование глубинно-плотностных критериев и выделение рудоперспективных участков для поисков их аналогов.

К вопросу о радиоэкологических исследованиях

В. И. МАЛЫШЕВ, А. Е. БАХУР, Л. И. МАНУИЛОВА, Л. А. БЕРЕЗИНА,
Ю. П. САЛМИН, З. А. СОКОЛОВА

Одна из наиболее острых проблем экологии — радиоактивное загрязнение окружающей среды. Повышенные концентрации радиоактивных элементов в природных объектах связаны и с естественными источниками и процессами (месторождения радиоактивных руд; ореолы рассеяния радионуклидов в горных породах, почвах, природных водах; геохимические процессы концентрирования; эманирование зон тектонических нарушений и др.), и с активной деятельностью человека (горнодобывающие и обогатительные комбинаты; производство и регенерация ядерного топлива; эксплуатация АЭС и тепловых станций на органическом топливе; ядерные испытания; складирование и захоронение радиоактивных отходов; производство фосфатно-калийных удобрений и строительных материалов и др.).

Контроль радиоактивного загрязнения окружающей среды включает как выявление участков с повышенной радиоактивностью, так и идентификацию излучающих нуклидов, определение их количеств, установление источника поступления и зон преимущественного накопления.

Если первая часть этой задачи решается относительно просто — с использованием экспрессных гамма-методов в аэро-, авто- и пешеходном вариантах, то вторая, связанная с установлением радионуклидного состава загрязнения и определением количества отдельных нуклидов, в т. ч. наиболее радиотоксичных альфа- и бета-излучателей, не выявляемых гамма-методами, решается более сложно, т. к. нет соответствующего унифицированного аппаратно-методического обеспечения.

Радиоэкологические исследования начаты фактически во всех регионах страны. Необходимы унифицированные методики, проверенные метрологически и утвержденные компетентными службами. Методики определения радиоактивных нуклидов разрабатываются различными организациями.

В изотопной лаборатории ВИМСа создается и готовится к утверждению

научным советом по аналитическим методам Комитета по геологии России и ВНИИФТРИ Росстандарта целая серия инструкций с проверкой этих разработок в районах экологических бедствий РФ и деятельности горнорудных предприятий, опасных по заражению территорий радиоактивными нуклидами. К настоящему времени утверждены методики количественного определения радионуклидов ^{234}U , ^{238}U , ^{210}Po , ^{210}Pb в водах. В ближайшие два года предполагается разработать, усовершенствовать и утвердить спектрометрические методы определения более 15 высокотоксичных радионуклидов естественного и техногенного происхождения (^{234}U , ^{238}U , ^{210}Po , ^{210}Pb , $^{239+240}\text{Pu}$, ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{230}Th , ^{228}Th , ^{232}Th , ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{134}Cs , ^{106}Ru , ^{144}Ce , ^{60}Co) в природных объектах, а также указания по выявлению «горячих частиц» в почвах с целью внедрения этих методов.

В качестве иллюстрации приведем несколько примеров из практики работы изотопной лаборатории ВИМСа.

Естественный фон превышает предельно допустимые концентрации. На многих участках древних кристаллических щитов содержание урана в водах, используемых для хозяйственно-питьевых нужд, составляет 10^{-5} — $3 \cdot 10^{-5}$ г/л (или 0,1—0,4 Бк/л), что ниже ПДК для урана-238, установленной Всемирной организацией здравоохранения на уровне 0,433 Бк/л, т. е. вода соответствует санитарно-гигиеническим требованиям. Однако на отдельных участках соотношение урана-234 к урану-238 в подземных водах может достигать 10—15 (рис. 1) и активность урана-234 составляет уже 1—2 Бк/л и больше, что значительно превышает предельно допустимую концентрацию для этого изотопа.

Подобные данные, безусловно, необходимо учитывать при использовании природных вод для питьевых целей.

Техногенное загрязнение естественными радиоактивными нуклидами. При разведке, эксплуатации месторождений и переработке рудного сырья на поверхности

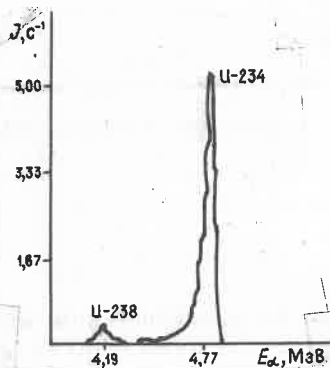


Рис. 1. Изотопы урана в водной пробе, отобранной из водозаборной скважины в районе кристаллического массива:

измеренные активности: уран-238 0,1 Бк/л или 0,25 ПДК; уран-234 1,5 Бк/л или около 4 ПДК

неизбежно формируются отвалы горных пород, в той или иной мере обогащенные радиоактивными элементами.

Под воздействием атмосферных осадков, ветровой эрозии, изменений температур они разрушаются, и в почвах и приповерхностных водах начинают формироваться ореолы различной интенсивности таких радионуклидов, как ^{234}U , ^{230}Th , ^{210}Po , ^{210}Pb и др., относящихся к категории А по радиотоксичности, что может представлять значительную опасность.

Например, в районе отвалов одного из месторождений радиоактивного сырья, которые расположены на склонах долины реки, в почвах, отобранных в пойме реки, выявлено: ^{234}U в 5 раз выше фона, ^{230}Th в 20 раз, а ^{210}Po и ^{210}Pb в десятки раз

что значительно превышает ПДК. Активность ^{230}Th в водах реки до отвала в 10 раз ниже, чем после отвала. Гамма-съемкой подобные ореолы не фиксируются.

В пойме реки расположены огороды. На подобных участках целесообразно проводить специальные радиологические исследования и искать пути ликвидации радиоактивного загрязнения.

Еще пример техногенного загрязнения: в пробах грунта, отобранных в месте захоронения отходов химико-металлургического завода по переработке редкоземельных руд, зафиксированы очень высокие содержания альфа-излучающих нуклидов ^{230}Th , ^{228}Th и ^{232}Th , превышающие фоновые в 600—700 раз (рис. 2). Измеренные активности альфа-излучающих изотопов тория: торий-232 — 32,77 Бк/г (фон 0,02—0,04); торий-230 — 4,00 Бк/г (фон 0,015—0,025); торий-228 — 30,15 Бк/г (фон 0,02—0,04). В данном случае необходимо изучить направление миграции высокотоксичных ^{230}Th и ^{228}Th , т. к. не исключено, что они могут попадать в грунтовые и подземные воды, которые используются для питья.

О последствиях загрязнения в результате катастроф типа Чернобыльской. Проблема

картирования гамма-активности в значительной мере осуществлена. Теперь необходимы углубленное изучение особенностей перераспределения долгоживущих радионуклидов, находящихся в почвах и водах в виде различных соединений, и особенно в виде так называемых «горячих частиц», исследование степени включения их в биологические циклы.

Так, содержание радионуклидов $^{239+240}\text{Pu}$ в почвах, отобранных на различных расстояниях от Чернобыля, изменялось следующим образом: в г. Могилеве (~300 км от Чернобыля) $0,85 \times 10^{-3}$ Бк/г, что является среднефоновым значением; в г. Речица (~110 км, Гомельская область) — $2,63 \cdot 10^{-3}$ Бк/г, что является верхним пределом фона; в г. Хойники (~60 км) — $5,75 \cdot 10^{-3}$ Бк/г, т. е. пятикратное превышение среднего фона; в г. Брагин (~40 км) — 0,133 Бк/г. В этих же пробах зафиксированы аномально высокие отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

В западных районах Брянской области содержание плутония в почвах заметно ниже, чем в районе Брагина, хотя на отдельных участках оно превышает средний фон в 1,5—2 раза (до $3 \cdot 10^{-3}$ Бк/г) (рис. 3). Измеренные активности изотопов плутония составляют: $^{239+240}\text{Pu}$ — $2,32 \cdot 10^{-3}$ Бк/г (фон глобальных выпадений около $0,5 \cdot 10^{-3}$ Бк/г); Pu — $0,75 \cdot 10^{-3}$ Бк/г (фон менее $0,1 \cdot 10^{-3}$ Бк/г).

Развитие ореолов Sr гораздо более широкое, чем Pu: в Могилеве его содержание 0,03—0,05 Ки/км², что близко к фону, а в Брагине 1—13 Ки/км². В Брянской области содержание ^{90}Sr закономерно повышается в западном направлении, достигая на отдельных участках 1 Ки/км².

Продолжает оставаться актуальным вопрос картирования по Sr и Pu в связи с высокой радиотоксичностью этих нуклидов, большими периодами их полураспада, а также слабой изученностью их распространения на территории РФ.

Уровни загрязнения изотопами цезия Брянской области сопоставимы с уровнями, например, Гомельской области; содержание их достигает на некоторых участках 50—100 Ки/км². Существенная доля активности обусловлена и другими радионуклидами: ^{106}Ru , ^{125}Sb , $^{154, 155}\text{Eu}$, ^{14}Ce , характер развития которых пока не изучен.

Необходимы также детальные исследования особенностей поступления радионуклидов в разные виды растений и продукции растениеводства. На радиограмме листа подорожника из загрязненного района Брянской области хорошо фиксируется интенсивное поступление бета-излучающих изотопов цезия и стронция по жилкам листа (рис. 4).

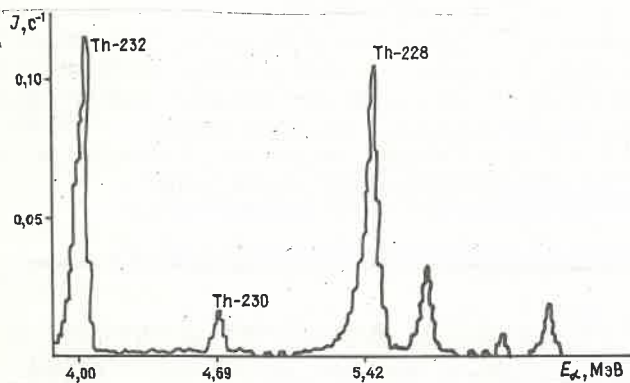


Рис. 2. Изотопы тория в пробе грунта одного из районов Московской области

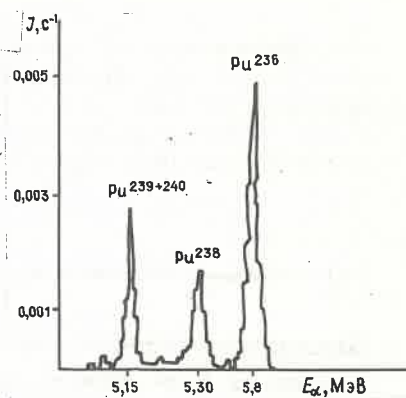


Рис. 3. Альфа-спектр изотопов плутония в почвенной пробе 164/91, западная часть Брянской области



Рис. 4. Лист подорожника (б) и его радиогрaмма (а) на бета-чувствительном фотодетекторе. Отбор 1991 года, западная часть Брянской области



Рис. 5. Радиогрaммы препаратов почвенных проб на бета-чувствительном фотодетекторе:

почвенные пробы: а — из 30-километровой зоны ЧАЭС, б — из района г. Брагин Гомельской области, в, г — из загрязненных районов Брянской области, д — фоновая

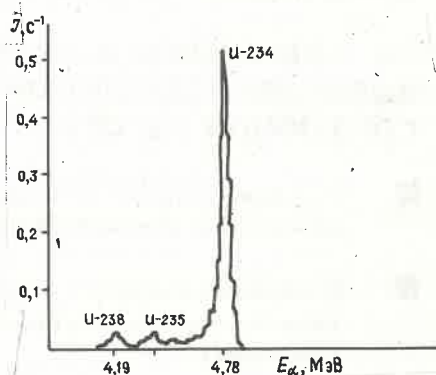


Рис. 6. Изотопы урана в пробе почвы в одном из районов Приморья

факторов микронные частицы будут постепенно разрушаться, создавая дополнительное заражение местности. На авторadiограммах препаратов почв Гомельской и Брянской областей отчетливо выявляются «горячие» частицы (рис. 5).

Показательны результаты изучения пробы почвы на одном из участков Приморья, выполненного авторами по просьбе ПГО «Тaeжгеология». Установлены очень высокие содержания ^{60}Co (10 Бк/г) и ^{65}Zn (90 Бк/г), а также аномальные соотношения $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ 1,1 и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 16—17 (рис. 6), не характерные для природных проб. При этом осколочные продукты деления и плутоний не были обнаружены. Измеренные активности изотопов урана составляют: ^{238}U — 0,029 Бк/г (фон 0,01—0,02); ^{235}U — 0,031 Бк/г (фон 0,001 и менее); ^{234}U — 0,478 Бк/г (фон 0,01—0,02). Зафиксировано аномальное нарушение соотношений между изотопами урана. В почве присутствует уран с высокой степенью обогащения легкими изотопами (ядерное топливо). Полученные значения были проинтерпретированы как относящиеся к выбросу

Остро стоит вопрос и об изучении распределения «горячих» или «топливных» частиц, тем более что в них сосредоточена значительная масса особенно опасных радионуклидов (Pu, Cm, U, Sr, Ru, Се и др.). Под воздействием природных

высокообогащенного урана из ядерной установки, не наработавшей еще других продуктов деления, что в действительности имело место в результате аварии на атомной подводной лодке.

Приведенные примеры показывают, насколько важно иметь метрологически аттестованные методики высокочувствительного количественного определения не только гамма-, но и альфа- и бета-излучающих радионуклидов.

Высококвалифицированные специалисты ВИМСа на договорных условиях выполняют прогнозирование, поиски, изучение и оценку коренных и россыпных месторождений олова, вольфрама, молибдена, алюминия, железа, марганца, титана, флюорита, бора, урана, редких и редкоземельных металлов, слюды-мусковита.

НА СОВРЕМЕННОМ НАУЧНОМ УРОВНЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НОВЕЙШЕЙ ТЕХНОЛОГИИ И БОГАТОГО ОПЫТА ПРОИЗВОДЯТСЯ СЛЕДУЮЩИЕ РАБОТЫ:

- Изучение условий формирования и закономерностей размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых
- Выявление критериев и разработка методик мелко-, средне-, крупномасштабного и локального прогноза месторождений указанных видов минерального сырья
- Прогнозирование оруденения в пределах конкретных перспективных регионов, районов, площадей и участков с количественной оценкой их прогнозных ресурсов разных категорий с построением комплектов прогнозных карт М 1:200 000 — 1:5000 и крупнее и определением направлений дальнейших геологоразведочных работ
- Создание многофакторных моделей рудных районов, полей и месторождений основных формационных и геолого-промышленных типов с целью совершенствования приемов металлогенического анализа, методов прогнозирования, поисков и разведки полезных ископаемых
- Разработка методических указаний и рекомендаций по рациональному комплексированию методов поисков полезных ископаемых для районов с различным геологическим строением, ландшафтно-геохимическими и климатическими условиями, разной степенью обнаженности
- Разработка рациональной методики разведки конкретных месторождений на основе анализа комплекса моделей основных свойств объекта с использованием пакетов прикладных программ для современных ЭВМ (в том числе и персональных)
- Экспертная прогнозная оценка выявленных рудопроявлений и месторождений на основе метода аналогий и большого опыта, гарантирующего высокую достоверность заключений
- Комплексное изучение месторождений, включая геологическое строение, вещественный состав руд, их технологические свойства, геолого-экономическую и прогнозную оценку

В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СПЕЦИАЛИСТЫ ВИМСА ПРОВОДЯТ ДЕТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ:

- магматических пород — их петрологических разновидностей, минерального, химического состава, фаз и фаций, последовательности формирования, абсолютного возраста, взаимосвязи магматических комплексов и оруденения

- осадочных пород — с выделением пачек и горизонтов, в том числе рудо-локализирующих, литологии и химического состава, метаморфических, метасоматических изменений, эпигенетических образований

- метаморфических пород — петрографии, петрологии, химического состава, фаций и субфаций метаморфизма разных типов, их распространенности, взаимоотношений, в том числе с магматическими породами

- метасоматических и эпигенетических изменений — типов и фациальных разновидностей, состава, зональности, взаимоотношений с исходными породами, рудоконтролирующих факторов

- структурно-тектонических обстановок — характера, генезиса и развития складчатых и разрывных структур, рудоподводящих и рудолокализирующих структурных элементов, их взаимоотношений с магматическими, метаморфическими и осадочными породами

- геохимических особенностей — литохимических первичных и вторичных ореолов, элементов-индикаторов, зональности, эрозионного уровня аномалий, гидро- и биогеохимических ореолов

- вещественного состава руд — минерального и химического, главных и сопутствующих полезных компонентов, структуры и текстуры, количественных соотношений и взаимоотношений минералов, типоморфизма и онтогении минералов, горизонтальной и вертикальной зональностей, минерального и геолого-промышленного типов оруденения

В ОБЛАСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ, ПОИСКАХ И ИССЛЕДОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫПОЛНЯЮТСЯ СЛЕДУЮЩИЕ РАБОТЫ:

- создание петрографических и физико-геологических моделей рудных объектов и разработка на их основе геофизических критериев прогноза и оценки рудных районов и рудных полей

- комплексная интерпретация материалов геофизических съемок с целью: структурно-тектонического районирования различных масштабов; прогнозной оценки площадей; изучения глубинного строения рудных районов

- подготовка рекомендаций по рациональному комплексированию геофизических методов (по стадиям геологоразведочного процесса)

- усовершенствование программного обеспечения компьютеров для решения прямых и обратных задач геофизики
- математическое обеспечение полевых вычислительных комплексов (ПВК) для решения различных задач геофизики
- проведение вычислительных работ для решения конкретных практических и теоретических задач геофизики по оригинальным программам

ДЛЯ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СПЕЦИАЛИСТЫ ИНСТИТУТА ПРОВОДЯТ:

- разработку методики прогнозирования, поисков, оценки и разведки россыпей различных морфогенетических и промышленных типов в масштабах провинции, района, узла, конкретного месторождения
- оценку перспектив выявления россыпей в конкретных регионах на базе многофакторного анализа предпосылок россыпеобразования
- специализированный морфоструктурный анализ для прогноза россыпей различных морфогенетических типов
- разработку поисковых моделей россыпей основных геолого-промышленных типов применительно к различным стадиям геологоразведочных работ
- изучение вещественного состава россыпей с целью выявления источников их питания, определения возможности комплексного использования, а также для решения задачи поисков и оценки коренного оруденения по россыпным проявлениям
- выделение на базе изучения стратиграфии рыхлых отложений продуктивных эпох россыпеобразования для целенаправленных поисков россыпей и повышения достоверности их оценки

В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫПОЛНЯЮТСЯ СЛЕДУЮЩИЕ РАБОТЫ:

- составление порайонных кондиций для оценки рудопроявлений и месторождений в зависимости от масштабов, содержаний полезных компонентов в рудах, горно-геологических условий
- разработка технико-экономических обоснований возможной промышленной ценности выявленных месторождений по результатам поисково-оценочных работ
- оценка эффективности технологических схем переработки минерального сырья по комплексу технико-экономических показателей

- экономическая оценка целесообразности промышленного освоения нетрадиционных видов минерального сырья, включая геологические и технологические исследования
- экономическая оценка минерально-сырьевого потенциала отдельных районов

В ОБЛАСТИ ЭСПЕРТНОЙ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ И ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ РАБОТ

- Специалисты института в согласованные сроки проводят экспертизу геологических, геофизических, технологических материалов, а также техническую проверку подсчета запасов, экономическую, геологическую и технологическую экспертизу проектов временных и постоянных кондиций для подсчета запасов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ УСЛУГИ

- По договоренности в институте могут быть выполнены арбитражные контрольные анализы на различные компоненты, проведена дополнительная интерпретация геофизических и других данных, обоснованы рациональные плотности разведочной сети, проделаны всевозможные расчеты с применением компьютеров и другие работы, позволяющие повысить качество материалов.

При необходимости может быть проведено минералогическое картирование месторождений. Изучение состава и строения минералов выполняется с применением локального рентгеноспектрального анализа, рентгенографии, ИК-спектроскопии, электронной микроскопии, ядерно-физических и других методов.

CONTENTS

Yeremeev A. N.
75th anniversary of All-Russian Research
Institute of Mineral Raw

METALLOGENY

Pokalov V. T.
Ore formation analysis and some aspects of
its application
Miguta A. K., Modnikov I. S.
Uranium mineralisation of Siberian platform
SE part's Mesozoic activation
Frolov A. A.
Ring carbonate complexes, metallogeny and
their ore saturation prediction criteria

METALS AND NON-METALS

Stolyarov A. S.
On genesis of largest Phanerozoic sedimentary
Mn concentrations and prediction of their
genetic analogs in Russia
Koplus A. V.
Formational-genetic systematics of fluorite and
fluorite-rich deposits
Lisitsyn A. E.
Formation and accommodation of boron endo-
genic deposits
Kudrin V. S.
Types of rare-metal deposits associated with
alkaline granites
*Pavlovski A. B., Marshukova N. K., Mitro-
janov N. P., Stolyarov I. S.*
Prediction and evaluation of distribution depth
of tin mineralisation of different types
*Mashkoutsev G. A., Shchetochkin V. N.,
Kislyakov Ya. M.*
Main types of infiltration uranium-polyelemen-
tal deposits in sedimentary rocks

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Ashihmin A. A., Shmariovich E. M.

Reasons of mineral variety of hydrothermal
uranium mineralisation
Sidorenko G. A.
Role and position of modern mineralogy in
solution of environmental problems
Kuzmin V. I.
Bayesian approach in evaluation of statement
verity used in prospecting mineralogy
Penkov V. F., Uspenski V. A.
Genetic features of carbonaceous substances
Hitarov D. N., Kanvinov M. N., Agapova G. F.
Use of fluid inclusion study results and
experimental works to solve theoretical and
practical tasks of ore formation

GEOCHEMISTRY

Mineeva I. G.
Interrelation between endogenous and exoge-
nous processes of uranium ore genesis in
pre-Cambrian alkaline metasomatites
Syngaevski E. D.
Features of carbon isotope composition within
carbonaceous substances in ore formation
Korolev K. G., Rumyantseva G. V.
Mineralogical-geochemical types and physical-
chemical parameters of endogenic uranium
deposits formation

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Pahomov M. I., Makarov A. I.
Formation of physical fields evidence and
complex interpretation of geophysical data
during prediction
Dankovtsev R. F.
Spectral-correlational analysis of gravimetric
data in local prediction of endogenic orebodies

GEOECOLOGY

*Malyshev V. I., Bahur A. E., Manuilov L. I.,
Berezina L. A., Selmin Yu. P., Sokolova Z. A.*
On issue of radioecological research

Директору ВИМСа А.Н.Еремееву

Коллективу Института

ДОРОГОЙ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ
ДОРОГИЕ КОЛЛЕГИ, ТОВАРИЩИ, ДРУЗЬЯ

Примите сердечное поздравление в связи с юбилейной годовщиной создания Института – его 75-летием!

Немногие научные коллективы в России, да и в мире, могут сравниться с ВИМСом в том выдающемся вкладе, который он внес в раскрытие минерально-сырьевых богатств нашей страны и их успешное освоение на благо народа и для защиты Родины.

Самоотверженный творческий труд многих блестящих ученых и инженеров, руководителей института создал заслуженную славу ВИМСу, определил его привлекательное и неповторимое лицо.

ВИМС по праву может гордиться тем, что по его примеру и при непосредственном участии коллектива во всех основных горнодобывающих регионах СССР были созданы успешно работающие и сегодня минерально-сырьевые институты. С их помощью Вы сумели распространить свои идейные позиции в решении сложных научных и практических задач на всей территории Союза ССР и тем самым значительно ускорили освоение научных достижений в горно-геологическом производстве.

Рад тому, что за многие годы совместной работы, на всех этапах нашей сложной жизни меня никогда не покидало чувство глубокого уважения к Вашему коллективу и ничем не омрачалась дружба с его замечательными представителями.

Сегодня, пожалуй, на самом сложном переломе в судьбе ВИМСа желаю коллективу Института - сохранения лучших его традиций, творческого настроения и успешной работы, всем сотрудникам - здоровья, благополучия и счастья!

**Вице-президент
Российской академии наук,
академик Н.П.Лаверов**

