

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



8/1993

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

ЛИТОБИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПЛАТИНОИДОВ

ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ В РИФОГЕННОМ КОМПЛЕКСЕ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА И ВОДЫ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
БАССЕЙНОВ

УВАЖАЕМЫЕ КОЛЛЕГИ!

Журнал «Отечественная геология», основанный академиком И. М. Губкиным 60 лет назад, сохраняет лучшие традиции сотрудничества геологов разных стран и регионов.

В 1994 году журнал продолжит публикацию статей, посвященных развитию приоритетных направлений геологической науки и практики, передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана; развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геоэкологии, экономика геологоразведочных работ в условиях рынка.

Учредители журнала -- Комитет по геологии и использованию недр Российской Федерации, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Геолбанк - и редколлегия приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок на льготных условиях.

Подписка на 1994 год проводится через редакцию журнала. Цена подписки на год для индивидуальных лиц 2400 р., для организаций России 6000 р. (с учетом почтовых расходов 8500 р.), для организаций стран СНГ 8000 р. (с учетом почтовых расходов 20000 р.)

Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ в Коммерческом Интерпрогрессбанке г. Москвы, р/с 208620 МФО 201508, корреспондентский счет 402161100 (для организаций) или высылать переводом по адресу редакций: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 б, ЦНИГРИ, редакция журнала «Отечественная геология». Тел. 315-28-47.

Распространением нашего журнала за рубежом занимается Акционерное общество «Международная книга» через своих контрагентов в соответствующих странах.

Адреса фирм-агентов Вы можете узнать в АО «Международная книга»;

РОССИЯ, 117049, г. МОСКВА, БОЛЬШАЯ ЯКИМАНКА, 39

ТЕЛЕФОН: (095) 238-49-67, 238-49-30, 238-40-77

ТЕЛЕФАКС: (095) 230-21-17, 238-46-34

ТЕЛЕКС: 411160,

а также в редакции журнала.

Подписная цена годового комплекта журнала на 1994 г. составляет 198 долларов США, доплата за авиадоставку 67 долларов США.

DEAR READERS!

Distribution of our magazine abroad is handled «Mezhdunarodnaya Kniga» company through its agents in appropriate countries.

Adresses of these distributing agents are available in «Mezhdunarodnaya Kniga» whose domicilium is given below:

39 BOLSHAY YAKIMANKA st., MOSCOW, 117049, RUSSIA

TEL: (095) 238-4967, 238-4930, 238-4077

FAX: (095) 230-2117, 238-4634

TELEX: 411160,

as well as in the magazine's editorial board.

Subscription price of annual set of our magazine for 1994 amounts to \$ US 198 plus additional air delivery fee totalling \$ US 67.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

8/1993

Учредители:

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

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. Глузов, 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

МОСКВА

Содержание

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Харькив А.Д., Смирнов Г.И.

Проблема вертикальной изменчивости кимберлитовых тел 7

Сизых В.И., Татаринов А.В., Мазукабзов А.М.

Марганценосность Присаянского прогиба в связи с аллохтонным строением 14

Павлов Д.И., Домбровская Ж.В.

Осадочные месторождения марганца как продукты восходящей разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов 21

Ковалевский А.Л.

Литобиологические поиски платиноидов 27

Коплус А.В., Гордун А.К.

Формы микрорельефа флюоритовых полей — фактор локального прогноза и поисков рудных тел 35

Егорова И.В.

Факторы, контролирующие хризотил-асбестовосность ультрамафитов 42

Лейпциг А.В.

Системы месторождений эпох латеритного выветривания 48

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Гурвич Е.М., Рахманов В.П., Медведовская

Н.И., Кудьяров И.С.
К проблеме генезиса кальцифиров бугской серии Украинского щита 56

Макаров В.П.

Фракционирование радиогенных изотопов и изобаров в природных условиях 63

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Духовский А.А., Артамонова Н.А.

Региональные закономерности размещения и критерии прогнозирования эндогенного оруденения по гравиметрическим данным 71

Изотова Т.С., Попадюк И.В., Рябчун С.Д.

Критерии выделения фациальных зон в рифо-

генном комплексе по данным геофизических исследований скважин 78

ДИСКУССИИ

Тимофеева Т.С.

Генетическая и геохимическая роль нейтронных связей между изотопами химических элементов в формировании минеральных ассоциаций 85

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Горжевский Д.И.

Металлогения осадочных бассейнов 91

Франтов Г.С.

Первое Всероссийское совещание председателей комиссий по экологии 93

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Слуцкая С.Г., Сурин В.Г.

Полевые спектрометрические исследования пород для их диагностирования по материалам дистанционных съемок 93

Бент О.И.

Вторичные минеральные ресурсы Украины как объект геологического маркетинга 96

РЕЦЕНЗИИ

Еремеев А.Н., Лисицын А.Е.

Актуальная книга для геологов 99

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Бискэ Ю.С., Прозоровский В.А.

Что такое «Петрографический кодекс» 102

Костылева В.В., Симанович И.М.

Вулканогенно-осадочная формация верхнего девона Среднего Тимана 104

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Акбаров Х.А., Федорчук В.П., Данильянц С.А.

Династия геологов-ученых Королевых 109

К 100-летию Михаила Петровича Русакова 112

Художественный редактор Е.А.Карпенко

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

Сдано в набор 30.08.93. Подписано в печать 25.02.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.

Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакция: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.

Телефон: 315-28-47

Полиграфическая база ВНИИгеосистем

115105, Москва, Варшавское шоссе, 8

Представляем наших учредителей

Геолбанк

Геолбанк был учрежден 9 июня 1989 г. 18 геологическими организациями. Устав Геолбанка зарегистрирован 26 июля 1989 г. с объявленным и оплаченным уставным капиталом в размере 25 млн р.

С июня 1989 г. по декабрь 1990 г. Геолбанк функционировал в системе Госбанка СССР как коммерческий банк развития отрасли «Геология и разведка недр». В январе 1991 г. Геолбанк получил лицензию Центрального банка Российской Федерации как Коммерческий геологический банк, основанный на паевой форме собственности. С мая 1993 г. Геолбанк стал акционерным.

Общая количественная характеристика темпов развития Геолбанка свидетельствует об устойчивом росте активов банка, его собственного капитала и прибыли.

Оплаченный уставный капитал Геолбанка только за 1992 г. увеличился в 10 раз и на 1 января 1993 г. составил 608 млн р., а на 1 октября 1993 г. достиг 1,5 млрд р. В первой половине 1994 г. предусматривается довести уставный капитал до 10 млрд р., что значительно укрепит позиции банка и расширит его возможности.

На конец 1992 г. общие активы Геолбанка составили 4,7 млрд р., а на 1 октября 1993 г. они возросли до 27,1 млрд р. Более 40 % активов финансируется за счет собственных средств банка.

Геолбанк — активный член Московского банковского союза и Ассоциации российских банков.

В четвертом квартале 1992 г. Геолбанк получил лицензию Центрального банка Российской Федерации на право совершения операций в иностранной валюте и установления корреспондентских отношений с шестью иностранными банками с открытием счетов типа «Лоро» и «Ностро».

Все средства банка участвуют в финансировании широкомасштабных проектов, осуществляемых на условиях совместной деятельности.

Главные задачи Геолбанка:

1) всесторонняя поддержка предпринимательства, малого бизнеса и формирование на их основе сектора экономики, функционирующего на новых формах собственности;

2) создание капитала, позволяющего в приоритетном порядке осуществлять финансирование проектов и программ:

поисков, разведки, добычи и переработки месторождений полезных ископаемых, развития и укрепления минерально-сырьевой базы России;

создания производственных мощностей, обеспечивающих глубинную переработку лесоресурсов, строительства объектов жилья и социально-бытового назначения «под ключ» в любом регионе России;

насыщения Российского рынка необходимым технологическим оборудованием и товарами народного потребления.

Геолбанк осуществляет все виды банковских услуг, в т.ч. в иностранной валюте. Банк обслуживает более 350 клиентов. Это предприятия новых форм собственности, годовой оборот которых превышает 50 млрд р.

Геолбанк установил прямые корреспондентские отношения с рядом крупнейших иностранных банков и фирм, а также активно взаимодействует с ведущими банками СНГ, коммерческими, совместными и другими структурами альтернативной экономики.

Геолбанк участвует в формировании фондового рынка России, имеет свои брокерские конторы на ведущих фондовых биржах.

Банк является учредителем и совладельцем ряда крупных банков, бирж, акционерных компаний, развивает сеть своих филиалов в различных регионах Российской Федерации.

Геолбанк — это 45 юридических лиц — акционеров банка, представляющих новые формы собственности. Совет Геолбанка, состоящий из девяти руководителей акционерных обществ, обладает 85 % оплаченного уставного капитала банка.

Банк гарантирует стабильный рост доходов своих акционеров. По результатам 1992 г. дивиденды составили 80 % годовых на размещенный капитал. За 1993 г. предусматривается довести их до 120—150 % годовых.

С ноября 1993 г. Геолбанк выплачивает физическим и юридическим лицам по рублевым вкладам до 320 % годовых.

Продолжая славные русские традиции, Геолбанк уделяет большое внимание благотворительности, меценатству и спонсорству, направляя немалые средства в конкретные и адресные вложения.

В 1992 г. Геолбанк учредил десять денежных премия за достижения в области укрепления и развития минерально-сырьевой базы России, присуждение которых будет производиться ежегодно в канун Дня геолога.

Для студентов и аспирантов ведущих вузов России — МГУ, МГРИ, ЯГУ, Томского политехнического института и др. — Геолбанком учреждено 25 именных стипендий.

Геолбанк — соучредитель отраслевых геологических журналов — «Разведка и охрана недр», «Отечественная геология». Он финансирует также различные геологические фонды и организации.

Банк поддерживает отечественный кинематограф, участвуя в финансировании ряда проектов Гильдии актеров кино России. На IV и V кинофестивалях «Созвездие» известным российским киноактерам были вручены специальные призы Геолбанка. Геолбанк полностью финансировал производство документально-художественных фильмов «Русская красавица» и «Мисс Зона», снимаемых киностудией «Независимых» на условиях совместной деятельности. На таких же условиях Геолбанк финансирует Ассоциацию мастеров декоративно-прикладного искусства, кустарных промыслов и ремесел г.Москвы и Подмосковья, Государственный академический русский народный оркестр им. Н.П. Осипова. Геолбанк оказывает финансовую поддержку спортивным организациям и обществам.

К числу особых благотворительных акций Геолбанка относится выделение средств на социальную и трудовую реабилитацию детей-сирот ассоциации «Китеж», ассоциации «Дети России», Российской ассоциации жертв незаконных политических репрессий, на организацию бесплатных обедов в кафе для малоимущих, на приобретение медицинского оборудования и принадлежностей Наро-Фоминской психиатрической больницы. Геолбанк помогает также возрождению в России высокой духовно-патриотической нравственности, предоставляет средства Приходскому Совету общины Казанского Собора Московского Патриарха и Спасо-Преображенскому монастырю г. Енисейска.

Для ликвидации последствий трагических событий, произошедших в Москве 3—4 октября 1993 г., Геолбанк выделил сто миллионов рублей на восстановление зданий телерадиокомпании «Останкино» и мэрии г.Москвы.

Акционеры, Совет и Правление Геолбанка приглашают желающих к взаимовыгодному сотрудничеству.

Приобретая акции Геолбанка, Вы надежно сберегаете свои средства от инфляции и становитесь совладельцем богатейших месторождений нефти и газа, редких и благородных металлов, а также предприятий лесоперерабатывающей и строительной индустрии.

Геолбанк открыт для всех, кто сам строит свое настоящее и будущее.

Президент Геолбанка А.В. Дурандин так определяет деятельность банка:

Наша главная цель — благополучие клиентов и их семей!

Наши основные принципы — порядочность и надежность, компетентность и ответственность, оперативность и доброжелательность!

Наш повседневный девиз — «суммируя возможности, мы умножаем достижения».

Премии Геолбанка — геологам России

Накануне профессионального праздника Дня геолога 3 апреля 1993 г. в здании Акционерного коммерческого геологического банка состоялась торжественная презентация первых лауреатов премий Геолбанка.

В мае 1992 г. Совет Геолбанка учредил десять премий за достижения в области работ на нефть и газ (пять премий) и на твердые полезные ископаемые (пять премий) и принял решение о проведении конкурса работ производственных и научно-исследовательских геологоразведочных предприятий и организаций по укреплению и развитию топливно-энергетического и минерально-сырьевого потенциала России.

Решение Геолбанка получило широкий отклик среди геологической общественности России. На соискание премий поступило около 60 работ, в состав авторских коллективов которых вошло большое число ученых, специалистов, инженеров и техников — всего более 300 тружеников геологической отрасли почти из 100 организаций и предприятий.

Перед экспертной комиссией, Правлением и Советом Геолбанка стояла непростая задача — выбрать лучшие из широкого спектра представленных работ, охватывающих разнообразные направления научных исследований и включающих оригинальные решения в области прогноза и методик геологоразведочных работ, открытия новых месторождений полезных ископаемых, прогрессивные технологии и высокоэффективные технические решения.

Работы, присланные на конкурс, были предварительно рассмотрены независимой авторитетной экспертной комиссией, образованной из высококвалифицированных профессионалов, руководителей и организаторов производств, известных ученых отрасли.

С учетом рекомендаций экспертов и предложений Правления Геолбанка Совет Геолбанка принял окончательное решение о присуждении премий за достижения в области укрепления и развития минерально-сырьевой базы России в 1992 г.

Первой денежной премии (500 тыс. р. каждая) удостоены две работы.

«Научное обоснование перспектив нефтегазоносности верхнедевонских рифогенных отложений Тимано-Печорской провинции, разработка комплексной методики поисков и разведки в них залежей нефти и внедрение ее в геологоразведочное производство». Работа представлена ГПП «Ухтанефтегазгеология», «Печорагеофизика», ВНИГРИ, ВНИГНИ и др. и выполнена большим авторским коллективом: Ф.Н. Мамедов, А.Ф. Мухоматчин, А.С. Головань, В.С. Коваленко, Г.Ф. Скрыбин, В.Я. Андришак, И.В. Савирко, В.И. Антонов, Г.М. Баикадзе, Е.Г. Коваленко, В.Б. Ростовщиков, П.П. Тарасов, А.С. Бушуев, В.П. Тихий, В.И. Еременко, Е.Б. Шафран, Б.Я. Вассерман, М.М. Грачевский, В.П. Щербаков, А.В. Соломатин.

«Формирование новой крупной сырьевой базы полиметаллов на основе открытия и оценки месторождений Нойонтологой в Восточном Забайкалье», представленная ГПП «Сосновгеология». В коллектив авторов входят: Ю.А. Игошин, Л.П. Ишукова, Р.Г. Карманов, П.Г. Кузнецов, С.Е. Першиков, А.Н. Тарабарко, Б.А. Ахметченко.

Вторые премии Геолбанка (250 тыс.р. каждая) присуждены:

ВНИИОкеангеологии за работу «Сравнительный анализ нефтегазоперспективных осадочных бассейнов акваторий Советской Арктики и Северной Америки с целью разработки критериев прогнозной оценки нефтегазоносности Арктического шельфа России», выполненную коллективом авторов: И.С. Грамберг, Д.В. Лазуркин, Т.В. Бабич, Е.Г. Бро, В.Д. Дибнер, А.В. Дундо, А.В. Павлов, А.Я. Рудницкий, Д.С. Сороков, Л.А. Устинова.

Авторскому коллективу — Е.И. Сударкин, И.С. Малашкин, И.И. Малков, Н.И. Фоменко, А.В. Панков, С.И. Голиков, С.Н. Зарубин — из ГПП «Центргеология», Роскомнедра, «Ростехгео», «Аквагео» за «Разработку предложений по приоритетным направлениям развития научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ в области техники и технологии проведения геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые».

Третьих премий Геолбанка (по 125 тыс. р.) удостоены работы:

«Открытие и форсированная разведка месторождений нового типа в юго-западной части Оренбургской области». Авторами ее являются Ю.М. Кутеев, Г.В. Макаров, А.А. Михайленко, В.В. Шишкин из ГПП «Оренбурггеология».

«Разработка и реализация новых технологий бурения скважин на нефть и газ применительно к конкретным горно-геологическим условиям ведения разведочных работ в Западной Сибири и других регионах Российской Федерации» — авторы: В.И. Симонов, А.А. Старцев, В.А. Стехניהшвили, А.У. Шарипов, В.Д. Фольц из ЗапСибБурНИПИ и ГПП «Уренгойнефтегазгеология».

«Концепция долгосрочной стратегии формирования сырьевой базы нефтегазового комплекса России». Работа представлена К.А. Клещевым, Ю.П. Мирончевым, О.А. Ремезым из ВНИГНИ и Роскомнедра.

«Разработка санного сейсмического электромагнитного источника повышенной мощности «Енисей-СЭМ-100» — выполнена ГПП «Енисейгеофизика», авторы: В.А. Детков, С.Г. Цымбал, А.А. Зайц, В.И. Моисеенко, В.В. Ивашин.

«Открытие и изучение Парнокского железо-марганцевого месторождения на Приполярном Урале (Республика Коми)» — выполнена авторским коллективом из ГПП «Полярноуралгеология», Роскомнедра: М.А. Шишкин, Н.Н. Герасимов, Б.А. Яцкевич, М.К. Антонюк, Н.В. Лапшин, А.Ф. Олиферук, О.Н. Малых, Е.Д. Бриль, И.Ю. Курзанов.

«Требования к изучению радиометрической обогатимости минерального сырья при

разведке месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых» — представлена О.В. Забориным, А.В. Карповым, В.А. Коткиным из Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых.

Всего звания Лауреат премии Геолбанка за 1992 г. удостоено 72 человека из 19 организаций.

Геолбанк пригласил на торжественное вручение премий представителей авторских коллективов, взяв на себя расходы, связанные с их командированием в Москву.

Общая сумма средств на проведение всего комплекса мер по утверждению и вручению премий Геолбанка, включая затраты на производство дипломов, свидетельств, нагрудных знаков и другие сопутствующие расходы, составила 4 млн р.

В церемонии официального вручения первых премий Геолбанка приняли участие члены Совета Геолбанка, эксперты-консультанты, руководители ГКЗ, Росгеолфонда, ответственные работники Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр, Министерства экономики Российской Федерации, представители дирекции Ассоциации российских банков и Совета московского банковского союза, а также Правление и аппарат Геолбанка.

Гостями на презентации лауреатов Геолбанка были артисты Государственного академического русского народного оркестра им. Н.П. Осипова; Гильдия актеров кино России, с которой банк поддерживает деловые отношения; корреспонденты Российского информационного агентства «Новости» и газеты «Коммерсант».

Геолбанк передает всем принявшим участие в презентации первых лауреатов Геолбанка искренние слова признательности за оказанную помощь и содействие банку в данном начинании.

Совет, Правление Геолбанка особо благодарны руководителям научно-исследовательских организаций и государственных геологических предприятий, приславших на конкурс свои работы и с пониманием отнесшихся к идее учреждения премий, к стремлению Геолбанка, направленному на поддержку авторитета и заслуг геологов России.

Совет и Правление Геолбанка сердечно поздравляют лауреатов премий Геолбанка и желает им новых творческих свершений, новых открытий!

Наш конкурс соискателей премий Геолбанка продолжается.

Мы ждем Вас, уважаемые геологи России.

А.В. Дурандин, В.А. Калинин

Проблема вертикальной изменчивости кимберлитовых тел

А.Д. ХАРЬКОВ, Г.И. СМИРНОВ (ДНИГРИ)

Изменчивость алмазонасности и других параметров кимберлитов в вертикальном разрезе диатрем до настоящего времени остро дискутируется. Одни исследователи, опираясь на данные разведки и эксплуатации кимберлитовых трубок, считают, что с глубиной не происходит существенных изменений алмазонасности и вещественного состава кимберлитов, а если и намечаются, то они связаны с появлением на глубине новых фаз пород, не имеющих выхода на современную поверхность [5,6]. Другие утверждают, что с глубиной закономерно снижается алмазонасность кимберлитов: 0,0—0,5 км от палеоповерхности уникальные или высокие содержания алмазов; 0,5—1,0 — высокие и средние; 1,0—1,5 — средние и малые; 1,5—1,8 км и более — малые, минералогические или нулевые [1, 2].

Кроме алмазонасности, в вертикальном разрезе трубок с увеличением глубин происходят следующие изменения кимберлитов [1,2,4,7]: а) уменьшается площадь их поперечных сечений, изменяется форма, нередко наблюдается распад крупных трубок на группы мелких (кусты, цепочки), появляются дайки альцеитов и лампрофиров; б) упрощается строение трубок, уменьшается степень серпентинизации и содержание оливина с одновременным увеличением доли карбоната; в) меняются геохимические особенности породы: сверху вниз падает содержание K, V, Sr, Li, Sc, B и растет Mn, Ni, Co, Cr, Ba, Rb. В основу этой модели кимберлитовой трубки с закономерно изменяющимися с глубиной характеристиками положены результаты изучения кимберлитовых тел с различным эрозионным срезом: минимальным (300—350 м) для Малоботуобинского и максимальным (1,5—1,7 м) для северных (Нижнеоленинский и др.) районов Якутии. Кимберлитовые тела с промежуточным срезом расположены в Далдыно-Алакитском и Верхнемунском алмазонасных районах.

Действительно, изменения указанных выше характеристик кимберлитовых пород выявлены для этих образований в направлении от центральных наименее эродированных районов к северным — с максимальной степенью эрозии. Трансформировав латеральную изменчивость кимберлитов в

вертикальную, В.В. Ковальский с соавторами [2], создал модель кимберлитовой трубки с вертикальной зональностью. При этом авторами был использован материал по кимберлитовым породам трубок, расположенных в ряду «центр — север» провинции, крайние члены которого удалены более чем на 1,2 тыс. км друг от друга. Следует подчеркнуть, что кимберлиты сопоставляемых районов, локализованные в различных геолого-тектонических условиях, разновозрастны и принадлежат к различным тектономагматическим циклам. Они образовались при неодинаковых p - T -условиях. Все это, на наш взгляд, делает неправомерным их использование для создания обобщенного вертикального разреза кимберлитовой трубки.

Кроме изменений вышеперечисленных параметров кимберлитов в направлении от центральных районов Якутии к северным, существуют еще и другие: 1) снижение содержания высокохромистых гранатов, хромитов и хромдиопсидов; 2) снижение содержания наиболее глубинных ксенолитов (алмаз-пироповой и коэситовой фаций глубинности); 3) изменение габитусных форм, гранной морфологии и физических свойств алмазов и др. [3, 10, 11,]. Если модель вертикальной зональности кимберлитового процесса безупречна, то в разрезе кимберлитовых тел должна происходить смена всех или большинства из указанных параметров.

Проблема вертикальной изменчивости кимберлитовых пород в отдельно взятых трубках, а также в пределах обобщенной трубки центральных алмазонасных районов: Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского до разведанной глубины 1 км нами уже рассматривалась [3, 6]. При этом констатировалось, что подавляющее большинство приведенных параметров кимберлитов на этих глубинах не изменяются. В настоящей работе были использованы материалы по кимберлитовым породам Лесото. Эта территория по нашему глубокому убеждению, является единственным в мире районом локализации разноэродированных кимберлитовых тел, которые могут служить ярким примером вертикальной зональности кимберлитов. Королевство Лесото — небольшая высокогорная страна с большим числом (более 300) кимберлитовых тел с преобладаю-

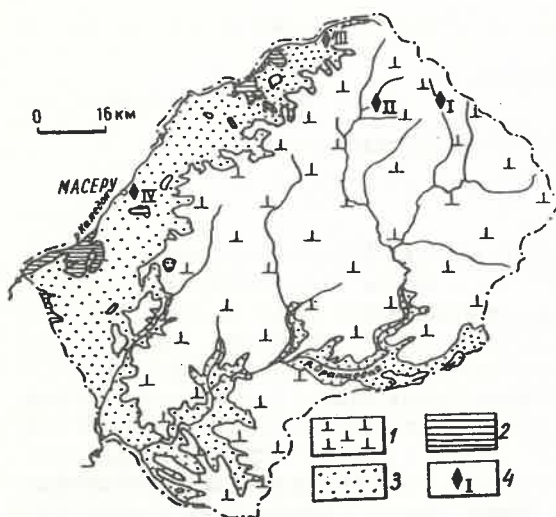


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Лесото:

1 — покровы толеитовых лав дракенбергских слоев стомбергской серии системы Карру; 2 — осадочные образования верхнебофортских слоев; 3 — осадочные образования молтенских, красных слоев и пещерных песчаников стомбергской серии; 4 — группы трубок

щими породами дайковой фации. Примерное соотношение между трубками и дайками составляет 1:20.

Территория Лесото сложена породами формации Карру (T_3-J_1), представленными почти горизонтально залегающими образованиями глинистых сланцев, аргиллитов, песчаников верхнебофортских, молтено, красных слоев и пещерных песчаников (рис. 1, 2). Однако на большей ее части эти породы интродуцированы и перекрыты толеитовыми лавами Дракенберга мощностью до 1600 м. Осадочные породы и нижние гори-

зонты лав пересечены многочисленными силлами и дайками долеритов, а также серией агломератовых некков. Кимберлиты — наиболее молодые изверженные породы района. Они рвут всю толщу осадочных пород и толеитовых лав. В восточной горной части страны вмещающими породами кимберлитов являются базальты Дракенберга, многочисленные ксенолиты которых встречаются в кимберлитах, а в западной предгорной — аргиллиты и песчаники указанных выше слоев. Но и здесь ксенолиты базальтов изобилуют в кимберлитах. Следует отметить, что эти базальты в конце формирования комплекса Карру покрывали весь юг Африки, но к настоящему времени от эрозии сохранились лишь на небольшой части плато, высшие точки которого достигают почти 3600 м. Это плато представляет собой древнюю Гондванскую эрозионную поверхность конца юрского периода.

Главные тектонические структуры района — многочисленные мелкие купола и мульды диаметром 10—15 км. Характерна северо-западная система разломов, вмещающих кимберлиты и долериты; 69 % даек долеритов, 96 % даек кимберлитов и 81 % незаполненных изверженными породами трещин ориентировано по азимуту от 80 до 140°. Несколько кимберлитовых трубок располагается в местах пересечения трещин [15].

Для сравнения кимберлитовых пород высокогорной и относительно низменной части Лесото очень важно достоверно установить величину их эрозионного среза. По данным Д. Рольфа [16], в верхней части трубки Као сохранилась пачка стратифицированного гравия. Подобные отложения обычно залегают в верхних частях раструбов трубок, их сохранность несомненно свидетельствует о

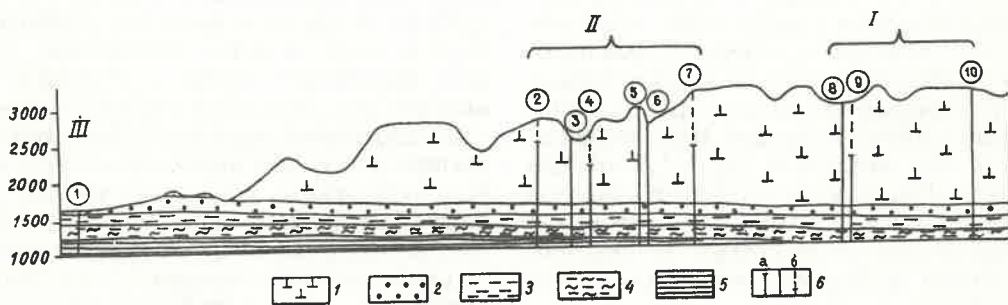


Рис. 2. Геологический разрез через северную часть Лесото:

I, II, III — группы трубок; 1 — покровы толеитовых лав дракенбергских слоев стомбергской серии системы Карру; 2 — верхнебофортские (триас) песчаники и аргиллиты; 3 — слои монтено (триас), представленные песчаниками и аргиллитами, глинистыми сланцами; 4 — красные слои (триас), представленные песчаниками и аргиллитами; 5 — пещерные (триас) песчаники; 6 — кимберлитовые трубки, выходящие на земную поверхность: а — на гипсометрическом уровне профиля, б — в понижениях рельефа; цифры в кружках: 1 — Хололо; 2 — Солане, 2867 м; 3 — Ленфане; 4 — N 200, 2130 м; 5 — Табу-Путсоа, 2928 м; 6 — Ликобонг, 2650 м; 7 — Кар, 2400 м; 8 — Мотае, 2500 м; 9 — Мотсоку, 2240 м; 10 — Летсенг-ла-Терае, 3100 м

незначительном эрозионном срезе [13]. Положение трубки Летсенг-ла-Тераи на модели обобщенной кимберлитовой трубки, созданной Б. Хоторном [14], подтверждает это и указывает на величину эрозионного среза в наиболее высокогорной части страны ≈ 150 м.

Распределение кимберлитов на территории Лесото неравномерное. Отмечается несколько участков с их повышенной концентрацией. Нами для сопоставления выделено четыре таких участка, в пределах которых кимберлитовые тела объединены соответственно в четыре группы. Эти участки расположены на разных гипсометрических уровнях — от абсолютных отметок 1450 до 3100 м, что обусловлено разновременным и неравномерным эрозионным срезом. Расстояние между крайними группами тел этих участков не превышает 130 км.

Наиболее высокая группа ($H_{абс} = 2750—3100$ м) находится в северо-западной части Лесото в горах Малути и соответствует гондванскому (J_3) уровню эрозии. В нее входят эксплуатировавшиеся компанией «Де Бирс» до конца 1982 г. трубка Летсенг-ла-Тераи, трубка Метае, а также система даек и раздувов. Следующая группа тел, располагающаяся юго-западнее, ($H_{абс} = 2300—2750$ м) характеризует постгондванский (К) эрозионный срез и включает трубки Као, Лихобонг, Матсоку, ряд даек и раздувов. Расстояние между этими группами около 30 км, а относительное превышение 350—800 м. Третья группа кимберлитов находится западнее второй ($H_{абс} = 1890—2130$ м) и включает ряд трубок, даек и раздувов района Бута-Буте. Расстояние между второй и третьей группами тел составляет 45 км. И, наконец, четвертая группа кимберлитовых тел располагается в юго-западной части Лесото — недалеко от г. Масеру ($H_{абс} = 1450—1830$ м). Расстояние между крайними телами третьей и четвертой групп составляет 90 км; а превышение — 380 м. Здесь находятся трубки Калабата, Коло, Сакаменг и другие, а также ряд даек и связанных с ними раздувов.

В целом расстояние между кимберлитовыми телами наиболее высокой и наиболее низкой групп около 130 км, а превышение — 1650 м. Таким образом, Лесото представляет собой уникальный и единственный в мире район, где без бурения дорогостоящих скважин можно изучить вертикальный разрез кимберлитовых тел (трубок, даек, раздувов) до глубины более 1,5 км.

В табл. 1 приведены основные сопоставимые параметры этих четырех групп. Их анализ показывает, что по мере перехода от наиболее высокой к относительно низкой части страны, закономерно уменьшают-

ся лишь площади трубочных тел. Наиболее крупные трубки Као и Летсенг-ла-Тераи расположены в высокогорной части. В то же время установлено лишь незначительное увеличение числа даек кимберлитов в интенсивно эродированной низменной части Лесото. Не выявлено также увеличение их длины.

В табл. 2—5 приведен химический состав кимберлитов различно эродированных трубок и даек выделенных нами участков. Существенных различий между кимберлитовыми телами выделенных групп не обнаружено. В то же время четко проявляются установленные ранее [12] различия между кимберлитами существующих здесь даек, раздувов и трубок. Они заключаются в повышенном содержании в кимберлитах даек и связанных с ними раздувов TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , а также в отдельных случаях CaO и CO_2 . Этим доказывается, что подавляющее большинство даек и раздувов не являются сохранившимися подводящими каналами эродированных трубок (в противном случае они не отличались бы по составу от последних), а представляют собой самостоятельные морфологически выраженные фации кимберлитовых тел, локализация и число которых не зависят в основном от величины эрозионного среза.

В значительной части опубликованных работ по кимберлитам Лесото отсутствуют систематические данные о содержании главных глубинных минералов в породах рассматриваемых нами групп. Мы попытались частично восполнить этот пробел, изучив концентраты из ряда кимберлитовых тел. Результаты этих исследований сводятся к следующему:

1. В подавляющем большинстве изученных кимберлитовых тел, независимо от их местоположения, преобладающим минералом тяжелой фракции является пикроильменит. Соотношения этого минерала и пирропа колеблются от 1,5:1 до 18,6:1. Лишь в 300-й трубке отмечается обратное соотношение содержания этих минералов — 1:4,9.

2. Кимберлитовые тела также независимо от их местоположения нередко характеризуются повышенным содержанием незамещенного вторичными продуктами оливина, мегакристов клино- и ортопироксенов. В ряде даек и трубок часто встречаются зерна циркона и апатита.

3. Изучение с помощью рентгеновского микроанализатора 9 проб гранатов (> 100 зерен) из кимберлитов различных уровней среза показало, что среднее содержание Cr_2O_3 в этом минерале 1,54—4,15 %, но преобладают тела кимберлитов с пониженным содержанием Cr_2O_3 1,5—3,0 %, что типично для неалмазоносных или слабо ал-

1. Основные параметры кимберлитовых тел Лесото

Характеристика объектов	Группы			
	I	II	III	IV
Площадь, в пределах которой расположена данная группа тел, км ²	305	320	350	173
Среднее превышение над уровнем моря, м	3200	2600	1890	1560
Их число	51	87	57	28
Распределение по морфологическим типам:				
а) трубки	3	7	4	1
б) раздувы	3	13	8	1
в) дайки	45	67	45	25
Общая длина всех даек, км	51,1	62,0	54,2	17,0
Средняя длина одной дайки, км	1,3	0,9	1,2	0,7
Число даек на 10 км ²	1,1	1,9	1,3	1,4
Число алмазоносных тел	3	5	1	3
Площадь всех трубок, га	29,4	38,5	0,7	3,7
Средняя площадь одной трубки, га	9,8	5,4	0,35	0,9

2. Химический состав кимберлитовых пород горной части Лесото (I группа)

Оксиды	1		2	3	$\bar{x}$	4	5
	$\bar{x}$ (10)	S	$\bar{x}$ (2)	$\bar{x}$ (2)		$\bar{x}$ (2)	$\bar{x}$ (2)
SiO ₂	37,85	3,64	39,16	37,66	38,22	25,64	30,14
TiO ₂	1,36	0,36	1,79	1,15	1,43	2,44	2,70
Al ₂ O ₃	6,55	1,74	6,82	5,31	6,23	4,07	3,76
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,40	0,16	0,21	0,16	0,14
Fe ₂ O ₃	5,09	0,68	4,98	6,55	5,54	8,46	6,88
FeO	5,54	1,79	5,06	2,64	4,41	2,34	4,92
MnO	0,15	0,01	0,16	0,16	0,16	0,22	0,20
MgO	22,64	1,64	21,32	23,38	22,45	14,51	26,11
CaO	7,32	0,82	8,61	7,54	7,82	18,32	9,69
Na ₂ O	0,63	0,55	0,52	0,19	0,45	0,05	0,17
K ₂ O	0,90	0,36	0,56	0,55	0,67	0,25	1,40
P ₂ O ₅	0,35	0,09	0,42	0,36	0,38	1,02	0,88
S	0,12	0,00	0,13	0,02	0,09	0,03	Не опр.
H ₂ O ⁺	7,43	0,97	7,31	10,03	8,26	7,63	7,58
H ₂ O ⁻	Не опр.	—	2,21	2,84	1,68	4,21	0,57
CO ₂	3,70	0,15	0,36	2,08	2,05	10,86	4,05
С у м а	99,70		99,81	100,62	100,05	100,21	99,19

Примечание: $\bar{x}$ — среднее арифметическое; S — стандартное отклонение; 1 — трубка Летсенг-ла-Терае (главная); 2 — то же (спутник); 3 — трубка Мотае; 4 — раздувы; 5 — дайки; цифры в скобках — число анализов. Для расчета средних составов, кроме опубликованных материалов зарубежных исследователей, использованы анализы этих пород А.Д. Харькина и Г.И. Смирнова.

мазоносных кимберлитов [9]. При этом не установлено сколько-нибудь заметное снижение содержания Cr₂O₃ в гранатах из кимберлитов предгорной части Лесото. Содержание гранатов алмазной ассоциации (с низкими концентрациями CaO и повышенным Cr₂O₃) одинаково низкое во всех рассмотренных телах. В ряде тел эта разность среди проанализированных зерен вообще не встречена. Гранаты алмазной ассоциации зафиксированы лишь в тех трубках и дайках, где все же найдены алмазы.

4. Большинство кимберлитовых пород даечной фации и связанных с ней раздувов всех участков характеризуются хорошо раскристаллизованной основной массой. Последняя представлена частично измененным оливином, мелкими зернами монтичеллита, апатита, перовскита, иногда титаномagnetита. Кроме того, в ряде случаев основная масса содержит высокие количества флогопита. Вместе с тем для более обводненных (за счет захороненных вод во вмещающих осадочных породах) кимберлитовых даек

3. Химический состав кимберлитовых пород горной части Лесото (II группа)

Оксиды	1		2		3	4	5	6	7		8		9
	$\bar{x}(6)$	S	$\bar{x}(4)$	S	$\bar{x}(2)$	(1)	(1)	(1)	$\bar{x}(3)$	S	$\bar{x}(5)$	S	$\bar{x}(8)$
SiO ₂	38,44	1,06	32,13	4,71	38,24	36,58	32,23	31,89	31,53	4,02	26,69	6,69	33,47
TiO ₂	1,53	0,26	2,16	0,71	1,18	2,67	1,48	1,82	2,56	0,40	2,24	0,67	1,96
Al ₂ O ₃	5,92	0,68	3,82	0,88	7,02	7,15	1,58	3,37	2,78	0,47	2,26	0,47	4,24
Cr ₂ O ₃	0,09	0,01	0,13		0,12		0,23	0,21	0,18	0,08	0,13	0,10	0,16
Fe ₂ O ₃	5,56	1,00	3,34	1,83	6,09	6,69			6,29	4,36	6,33	3,24	5,72
FeO	4,46	0,79	5,96	2,15	2,85	4,99	9,20	8,51	3,34	1,77	4,18	2,09	4,30
MnO	0,16	0,01	0,16	0,02	0,14	0,34	0,15	0,16	0,19	0,02	0,17	0,04	0,18
NiO	0,15	0,02	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	He опр.	0,14	0,03	0,14	0,04	0,14
MgO	24,52	1,39	23,65	2,53	22,20	22,55	31,88	27,43	26,23	2,24	24,47	9,41	25,37
CaO	6,74	1,00	11,42	4,20	6,80	6,05	6,14	7,49	8,66	4,21	13,05	9,08	8,29
Na ₂ O	0,42	0,50	0,40	0,55	0,14	0,28	0,04	0,04	0,06	0,08	0,07	0,12	0,18
K ₂ O	0,84	0,26	1,36	0,86	0,28	0,47	0,97	1,61	0,75	0,81	0,85	0,65	0,89
P ₂ O ₅	0,39	0,05	1,00	0,50	0,32	0,38	0,29	—	0,76	0,21	0,55	0,39	0,53
S	He опр.	—	0,11	0,08	0,04	He опр.	He опр.	0,23	He опр.	—	0,58	0,45	0,24
H ₂ O ⁺	10,18	0,47	7,24	1,93	8,87	8,51	9,00	8,14	8,75	2,30	7,69	3,02	7,48
H ₂ O ⁻	0,70	0,30	1,38	1,31	4,02	3,31	0,83	2,31	2,15	3,01	1,03	1,46	1,97
CO ₂	0,49	0,42	5,29	3,36	1,38	—	5,11	4,63	6,15	7,23	9,99	6,73	4,72
Сумма	100,59		99,55		99,69	99,97	99,13	97,84	100,52		100,42		99,84

П р и м е ч а н и е . Трубки: 1 — Као. 2 — 200, 3 — Ликхобонг, 4 — Путсоа, 5 — Лемфана, 6 — Матсоку; 7 — дайки, сложенные карбонатизированным кимберлитом; 8 — дайки, сложенные карбонатизированным кимберлитом; 9 — раздувы

4. Химический состав кимберлитовых пород предгорной части Лесото (III группа)

Оксиды	1	2	
	$\bar{x}$ (2)	$\bar{x}$ (3)	S
SiO ₂	37,12	24,28	7,74
TiO ₂	1,95	2,45	0,75
Al ₂ O ₃	3,78	4,89	2,11
Cr ₂ O ₃	0,15	0,16	0,01
Fe ₂ O ₃	5,84	7,66	2,36
FeO	2,90	3,72	1,98
MnO	0,14	0,52	0,50
MgO	23,27	17,46	10,61
CaO	7,96	17,63	10,57
Na ₂ O	0,15	0,09	0,05
K ₂ O	0,94	1,41	0,63
P ₂ O ₅	0,72	1,09	0,26
S	0,10	0,37	0,48
CO ₂	5,11	10,93	9,54
H ₂ O ⁺	8,90	6,41	1,77
H ₂ O ⁻	0,89	0,83	0,57
С у м м а	100,02	99,90	

Примечание: 1 — трубка Бута Буте; 2 — дайки

предгорья отмечается существенная сапонитизация кимберлитов, вплоть до превращения пород небольших по мощности даек в глинистую жирную на ощупь массу.

5. Алмазы в кимберлитах дайковой фации были обнаружены в одном теле — дайке № 253 наиболее низкой по уровню эрозионного среза четвертого участка. Для этих алмазов характерно развитие коррозионных каверн, полос пластической деформации. Алмазы высокогорных трубок Лигхобонг и Лемфа отличаются от алмазов трубки Коло, расположенной в низменной части Лесото, повышенным содержанием кривогранных ромбодекаэдров, умеренным — многогранников переходной формы и пониженным — октаэдров. На гранях {110} развиты каверны неправильных очертаний, которые, переходя с грани на грань, «разъедают» гранные швы и ребра. Среди кристаллов трубки Коло больше октаэдров, переходных форм, двойников, незакономерных сростков и кристаллов с многочисленными включениями графита. Напомним, что среди алмазов северных трубок Якутской провинции, эрозионный срез которых намного больше, чем срез трубок центральных районов, наоборот, резко преобладают округлые кристаллы, а октаэдры встречаются редко. В целом содержание алмазов в кимберлитовых телах Лесото всех уровней среза крайне низкое.

Суммируя результаты сопоставления кимберлитовых тел Лесото, выведенных эрозией на дневную поверхность на различных гипсометрических уровнях, можно констатировать существенное уменьшение по-

перечного сечения трубок с глубиной. Все остальные признаки кимберлитов как в высокогорной, так и низменной частях Лесото практически идентичны. В то же время подтверждается установленная ранее закономерность в том, что кимберлитовые породы даечной фации отличаются от кимберлитов трубчатой фации повышенной железистостью, щелочностью (особенно по калию), повышенным содержанием TiO₂, P₂O₅ и некоторых других базальтоидных компонентов [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: 1984.
2. Кимберлитовый магматизм и алмазоносность северо-востока Сибирской платформы /В.В. Ковальский, К.Н. Никишов, Ф.Ф.Брахфогель и др. // Геология и геофизика. 1982. № 12. С. 64—75.
3. Ксенолиты глубинных пород трубки Мир /А.Д. Харьков, В.П.Серенко, Н.Н. Зинчук и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 29—37.
4. Маршинцев К.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел. — Якутия: Наука, 1986.
5. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974.
6. Модель кимберлитовой трубки Якутской алмазональной провинции / А.Д. Харьков, Н.Н. Зинчук, М.М. Богатых и др. // Сов. геология. 1990. № 1. С. 22—29.
7. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
8. Особенности алмазов из некоторых кимберлитовых тел Лесото /В.Н. Квасница, В.М. Крочук, М.Н. Леротоди и др. // XI съезд Международной минералогической ассоциации. Т. 2. Новосибирск. 1978. С. 20.
10. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах

5. Химический состав кимберлитовых пород низменной части Лесото (IV группа)

Оксиды	1		2		3	4		5	6	7		8	
	$\bar{x}$ (18)	S	$\bar{x}$ (9)	S	$\bar{x}$ (2)	$\bar{x}$ (6)	S	$\bar{x}$ (2)	1	$\bar{x}$ (3)	S	$\bar{x}$ (24)	S
SiO ₂	28,97	1,12	37,47	1,24	32,60	29,72	1,89	32,19	26,70	11,31	4,85	31,19	3,62
TiO ₂	1,32	0,21	2,05	0,20	2,13	2,06	0,31	1,89	2,30	4,53	4,86	2,48	0,79
Al ₂ O ₃	2,10	0,33	6,70	0,70	4,10	2,83	0,61	3,93	5,20	4,39	2,16	3,57	2,19
Cr ₂ O ₃	0,23	0,02	0,103	0,02	—	0,20	0,05	0,18	—	0,31	—	0,19	0,17
Fe ₂ O ₃	3,78	0,16	4,87	0,96	3,91	5,48	0,85	4,51	5,67	6,32	5,15	5,95	2,96
FeO	5,28	1,68	6,61	2,26	4,94	6,22	1,91	5,76	5,16	4,66	3,36	6,28	3,01
MnO	0,15	0,02	0,16	0,02	0,16	0,17	0,02	0,16	0,19	0,49	0,23	0,20	0,10
NiO	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	He опр.	—	He опр.	He опр.	He опр.	—	0,12	0,01
CoO	*	—	*	—	*	*	—	*	*	*	—	0,04	0,00
MgO	29,20	3,18	19,26	2,34	29,72	26,60	3,38	26,20	20,86	10,52	10,36	26,62	5,46
CaO	9,23	1,45	10,40	3,97	7,46	9,42	3,10	9,13	13,28	29,57	17,40	8,10	3,27
Na ₂ O	0,18	0,18	0,78	0,59	0,25	0,24	0,15	0,36	0,20	0,19	0,14	0,19	0,16
K ₂ O	0,65	0,24	1,55	0,33	1,05	1,05	0,40	1,08	1,87	0,41	0,37	0,82	0,51
P ₂ O ₅	0,78	0,12	0,66	0,08	0,69	1,03	0,59	0,79	1,00	2,31	1,93	0,81	0,31
V ₂ O ₅	0,007	—	0,021	0,002	—	0,02	0,01	0,016	—	—	—	—	—
S	0,07	0,11	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,14	0,12	0,11	0,08
CO ₂	8,77	3,06	3,88	4,06	4,55	6,01	2,08	5,80	8,98	20,17	14,02	5,45	3,18
H ₂ O ⁺	9,24	2,42	5,82	0,78	8,44	9,78	0,60	8,32	7,08	4,19	1,61	7,99	1,62
H ₂ O ⁻	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	He опр.	—	He опр.	He опр.	0,74	—	0,78	0,20
Сумма	99,96	—	100,35	—	100,04	100,85	—	100,36	98,51	100,25	—	100,89	—

Примечание. Трубки: 1 — 310, 2 — 307, 3 — 65, 4 — Коло, 5 — 205; 6 — раздв; 7 — дайки, сложенные сильно карбонатизированным кимберлитом, содержащим повышенное количество перовскита и ильменита; 8 — дайки

и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.

11. *Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из кимберлитов* / А.Д. Харьков, В.Н. Квасница, Н.Н. Зинчук и др. — Киев: Наукова думка, 1989.
12. *Харьков А.Д.* Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками, как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. № 1. С. 190—193.
13. *Харьков А.Д.* Особенности строения и состава слабо

эродированных кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 1. С. 78—90.

14. *Hawthorne I.B.* Model of a kimberlitic pipe // Phys. Chem Earth. 1975. № 9. P. 1—15.
15. *Lesotho kimberlites.* Edited by Peter Nixon. Lesotho Natl. Dev. Co. Maseru. 1973.
16. *Rolfe D.G.* The geology of the Kao kimberlite Pipes Lesotho kimberlites. Edited by Peter Nixon. Lesotho Natl. Dev. Co. Maseru. 1973. P. 101—105.

Принята редколлегией 28 июня 1993 г.

УДК 551.243(571.5)

© В.И. Сизых, А.В. Татаринов, А.М. Мазукабзов, 1993

Марганценосность Присяянского прогиба в связи с аллохтонным строением

В.И. СИЗЫХ (ИЗК СО РАН), А.В. ТАТАРИНОВ (ВостСибНИИГТыМС), А.М. МАЗУКАБЗОВ (ИЗК СО РАН)

В последние годы были получены новые данные, свидетельствующие о широком развитии в Присяянье покровных, шарьяжно-надвиговых структур [11, 13]. Была установлена закономерная связь с надвигами пликативных дислокаций и проявлений рудной минерализации. Неизвестные ранее закономерности внутреннего строения Присяянского прогиба, факты пространственной приуроченности залежей железо-марганцевых, а также медных руд к надвигам, с которыми хорошо согласуется новая генетическая модель марганцеворудного процесса, возраст оруденения, позволили по-новому подойти к интерпретации известных рудных полей, пересмотреть поисковые критерии, методику поисков, а главное, обосновать перспективы обнаружения нетрадиционных крупных промышленных объектов.

Внутренней структуре Присяянского прогиба до настоящего времени приписывалось преимущественно блоковое строение, а при рассмотрении складчатых дислокаций считалось, что возникновение и последующая перестройка их обусловлена динамическим воздействием системы региональных левосторонних сдвигов, реализовавшихся в поле напряжений с субширотной ориентировкой главных сжимающих усилий. Картируемые надвиги рассматривались как локальные явления, сопутствующие сдвигам и не играющие существенной роли в строении региона. На геологических картах надвиги отражались в виде коротких, не соединяющихся между собой отрезков. Считалось, что они лишь осложняют крылья складок. Некоторые исследователи решающую роль в кинематической обстановке юго-западной окраины Сибирской платформы отводят дрейфу платформы в южном направлении, вследствие чего «возникли дополнительные сжимающие напряжения, реализовавшиеся воз-

можным пододвиганием кратона под складчатую область и серией левых сдвигов, предопределивших коробление рифейского осадочного чехла» [10, с.1457]. Анализ фактического материала последних лет показывает, что генезис, морфология и размещение в плане пликативных дислокаций полностью определяются надвиговыми структурами, имеющими широкое развитие, и в целом Присяянский прогиб характеризуется чешуйчато-надвиговым строением (рис. 1).

В Присяянском прогибе выделяются две структурно-формационные зоны. Внутренняя, смежная с орогеном Восточного Саяна, представляет собой область распространения вулканогенно-терригенно-карбонатных рифей-вендских пород карагасской и оселковой свит мощностью 4000—5000 м, слагающих серию тектонических чешуй, последовательно надвинутых с юго-запада на северо-восток. Внешняя, прилегающая к платформе зона развития раннепалеозойских, терригенно-карбонатных отложений, характеризуется менее проявленной пликативной складчатостью и надвиговой тектоникой. Граница между зонами проходит по системе чешуйчатых надвигов. Фундамент прогиба, сложенный архейскими и раннепротерозойскими образованиями, имеет ступенчатое строение с наклоном пластин на юго-запад, что обуславливает пространственное расположение на дневной поверхности тектонических чешуй и их внутреннее строение, а именно приуроченность к фронтам чешуй асимметричных антиклиналей.

Присяянский прогиб в рифее — венде развивался как рифтовая структура типа авлакогена [9]. Вулканогенно-терригенно-карбонатная карагасская толща обладает всеми характерными чертами, присущими авлакогенам позднего докембрия древних платформ. Рифейский этап завершился тан-

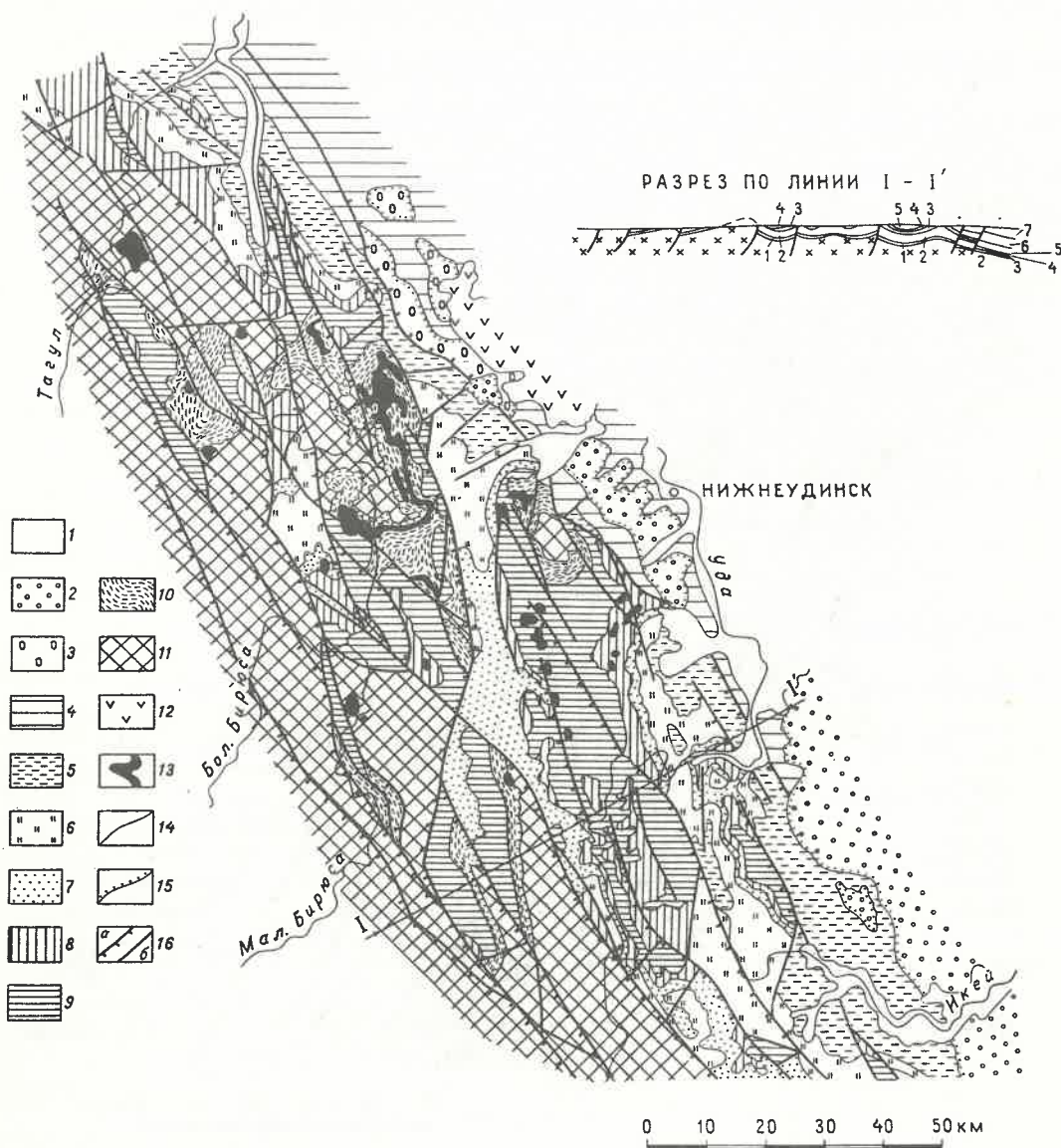


Рис. 1. Схема чешуйчато-надвигового строения Присаянского прогиба:

отложения: 1 — Q, 2 — J, 3 — D₃, 4 — раннепалеозойские; V — оселковская серия, свиты: 5 — айсинская, 6 — удинская, 7 — марнинская; R₃ карагасская серия, свиты: 8 — ипситская, 9 — тагульская, 10 — шангулежская; 11 — раннепротерозойские метаморфические и магматические образования; 12 — силлы и дайки пород основного состава (Т); 13 — интрузии основного состава (V?); 14 — границы стратиграфические и интрузивные; 15 — границы структурного несогласия; 16 — разрывные нарушения: а — взбросы и надвиги, б — прочие; цифры на разрезе — свиты: 1 — шангулежская, 2 — тагульская, 3 — ипситская, 4 — марнинская, 5 — удинская, 6 — айсинская; 7 — палеозой

генциальным напряжением субмеридиональной ориентировки сил сжатия, приведшим к возникновению характерного складчато-сдвигового структурного парагенезиса [10].

В палеозое Присаянский прогиб испытал тектоно-магматическую активизацию (ТМА), выразившуюся в подновлении древних нарушений и трансформации их в надвиги, с проявлением складчатых форм, которые были наложены на рифейские склад-

ки с возникновением структур интерференционного типа (рис. 2). Этот дислокационный процесс сопровождался газово-эксплозивным вулканизмом. Формирование данного парагенезиса происходило в результате тангенциального сжатия. Такие своеобразные формы проявления ТМА нами рассматриваются как отголоски гранитокупольной тектоники в кристаллическом фундаменте прогиба, в котором, судя по составу резургентного обломочного материала, вынесен-

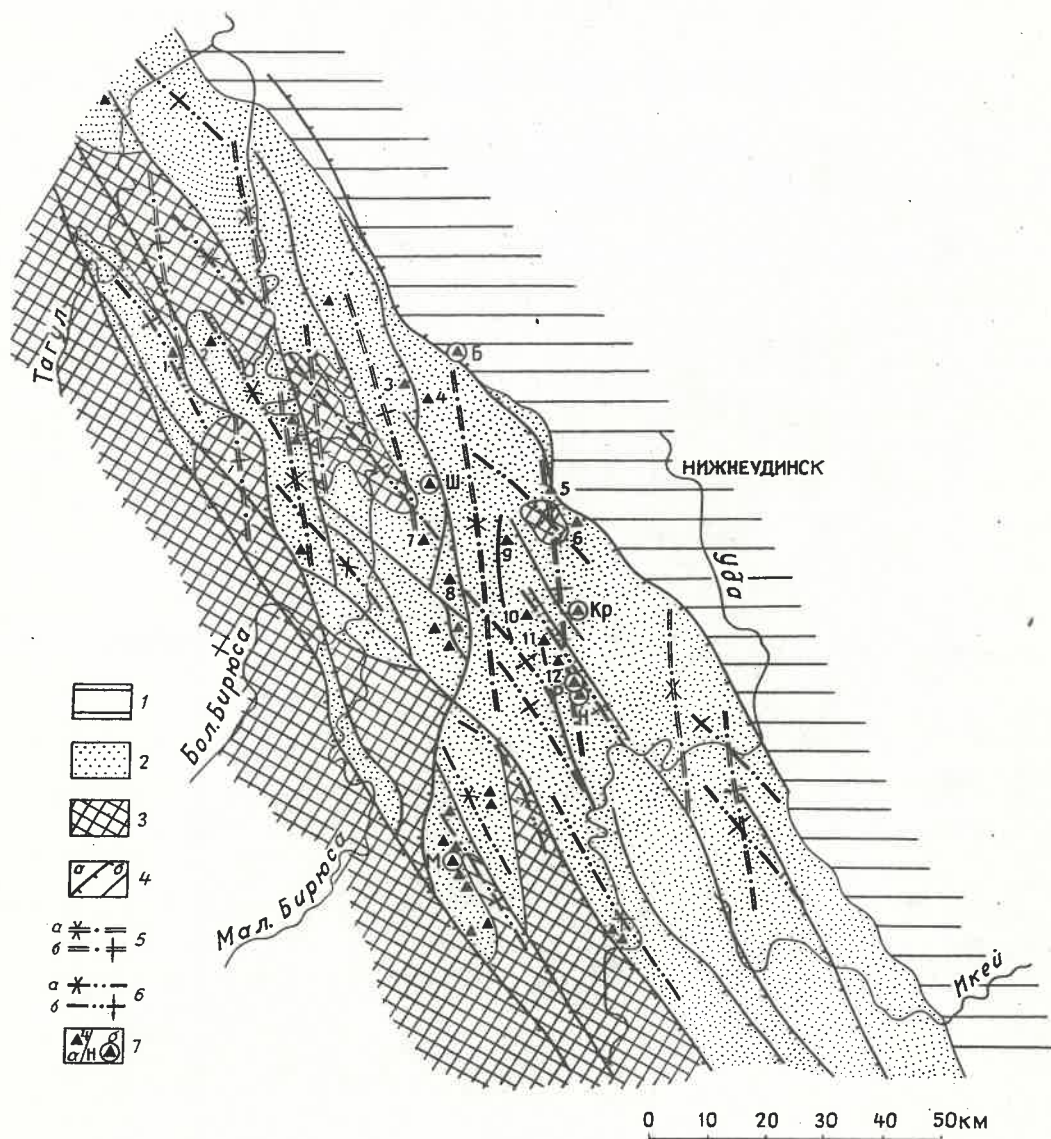


Рис. 2. Схема расположения основных структурных элементов и железо-марганцевого оруденения Присаянского прогиба:

структурные ярусы: 1 — фанерозойский, 2 — рифейско-вендский, 3 — раннепротерозойский; 4 — разрывные нарушения: а — надвиги, взбросы, б — прочие; оси крупных синклиналей (а), антиклиналей (б), сформированных в: 5 — байкальский, 6 — средне-позднепалеозойский этапы тектогенеза; 7 — железо-марганцевые: а — рудопоявления (1 — Ягинское, 2 — Тайшетское, 3 — Изанское, 4 — Малая Керта, 5 — Курятское; 6 — Гаретское, 7 — Мангаражское, 8 — Кунгальское, 9 — Каменское, 10 — Озерное, 11 — Кетское, 12 — Тележное); б — месторождения (Ш — Шангулежское, Кр — Красное, Р — Рудное, Н — Николаевское, Б — Брусовка, М — Мэдокское)

ного на поверхность при газовой-вулканической деятельности, формировались гранитоиды щелочной серии с литий-фтористой геохимической специализацией, сходные с породами огнистого комплекса пограничной Восточно-Саянской подвижной зоны.

На основании анализа структурной эволюции Присаянского краевого прогиба можно сказать, что ведущим процессом становления плективных структур, является горизонтальное сжатие, с преобладающим

движением масс с юго-запада на северо-восток, т.е. наблюдается общее аллохтонное шарьирование со стороны складчатого Саянского обрамления в сторону Сибирской платформы, приведшее к чешуйчато-надвиговому строению Присаянского прогиба. Об этом свидетельствуют фронтальные линейные асимметричные антиклинальные складки с опрокидыванием осевых плоскостей в сторону платформы. Вместе с тем, на северо-восточном фланге Присаянского проги-

ба, на границе его со структурами осадочного чехла Сибирской платформы известны надвиги встречного движения, например, зона Тымбырского надвига с направлением аллохтонных чешуй с северо-востока на юго-запад.

Как известно, чешуйчато-надвиговое строение имеют практически все краевые прогибы — Предуральский, Предкарпатский, Предпиренейский, Предаппалачский, Предкордильерский и др. [5]. В этом отношении Присяянский краевой прогиб не исключение. В указанных прогибах аллохтонные пластины являются главными структурными элементами, определяющими стиль тектоники.

Выявленные закономерности чешуйчато-надвигового строения Присяянского краевого прогиба изменили стратегию поисков ряда полезных ископаемых и, в первую очередь, марганца. Как показали наши геологические исследования, согласующиеся с данными по абсолютному возрасту руд, формирование некоторых залежей комплексных железо-марганцевых и медных руд Присяянья (участки Красный, Шангулеж, Брусовка, Марнинское и др. рудопроявления) не связаны, как это считалось ранее, с рифей-вендским рифтогенным этапом развития прогиба. Пространственное размещение многих рудных объектов контролируется либо непосредственно надвигами, либо связано с газовой-эксплозивными брекчиями, сходными с грязевулканическими сопочными брекчиями Крымско-Кавказской зоны, приуроченными к оперяющим сдвиговым структурам.

Поисковые работы на марганец в Присяянском прогибе наиболее интенсивно проводились в 50-60 годы. В это время было выявлено большинство ныне известных мелких месторождений (Николаевское, Шангулежское, Курейное, Мэдок, Большеерминское), несколько десятков рудопроявлений, множество минералогических находок.

Последующие годы мало что прибавили к выявленному потенциалу, открываемые в ходе геологосъемочных работ новые рудопроявления вскрывались единичными горными выработками и изучены слабо. Отсутствие в настоящий момент промышленных перспектив на марганец в Присяянском прогибе, объясняется по нашему мнению, двумя главными причинами: 1) несмотря на значительные объемы поисковых работ 50-60 годов, не было обнаружено ни одного рудного объекта с запасами, отвечающими не только крупному, но даже среднему месторождению; 2) марганцевые руды большинства выявленных объектов (за исключением Аршанского рудопроявления) генетически интерпретировались как инфильтра-

ционные образования коры выветривания мел-палеогенового возраста, т.е. были отнесены к явно бесперспективному на крупные промышленные месторождения формационно-генетическому типу. Следуя этой генетической концепции, были предприняты попытки поиска первичных (эндогенных) рудных залежей, однако успеха они не имели. Обнаруженное в низах карагасской серии мелкое по масштабам Аршанское проявление браунит-гаусманитовых руд, стало практически единственным объектом, не вписывающимся в рамки гипергенной модели формирования марганцевых руд Присяянья.

По упомянутым причинам специализированные поисковые и тематические исследования на марганец в Присяянском прогибе на протяжении последних двух десятилетий не проводились. Они возобновились лишь в 1987 г., в связи с рекомендацией М.М. Мстиславского (ВИМС), который проведя региональный металлогенический анализ марганцевоносности Присяянского прогиба и сравнив особенности последнего с известными рудными провинциями, предложил возможность формирования стратиформных месторождений осадочно-гидротермального типа во впадинах типа Николаевской и Кеттской. По этой рекомендации Ново-Николаевской партией Иркутскгеологии почти полностью разбурен один из профилей, запланированных на площади Николаевской впадины. Однако небольшой объем проведенных буровых работ и малые глубины бурения не позволили выявить промышленных залежей.

Одновременно И.А. Полетаевым и А.В. Татариновым (ВостСибНИИГГиМС) на основе детального минералого-геохимического изучения рудных полей участков Красного, Николаевского, Рудного были выделены локальные перспективные площади для поисков железо-марганцевых руд, характеризующихся повышенными концентрациями попутных рудных компонентов (олово, вольфрам, кобальт, таллий, полиметаллы). Были даны рекомендации Иркутскгеологии для проведения горно-буровых работ на этих перспективных площадях, которые базировались на новой генетической модели эндогенного происхождения криптомелановых и вернадитовых руд, предложенной А.В. Татариновым.

При заверке рекомендаций ВостСибНИИГГиМСа в 1988 г. Ангарской экспедицией Иркутскгеологии на участке Красном, траншеями были вскрыты пластовые залежи марганцевых руд, приуроченные к крутопадающему надвику. Была подтверждена, установленная еще в 60-е годы, продуктивность на марганец пограничных с Присяян-

ским прогибом структур осадочного чехла Сибирской платформы, что наряду с имеющимися данными по марганценосности Киренско-Ленского прогиба, весьма расширяет перспективы на марганец территории юга Восточной Сибири.

Прежде чем перейти к изложению нашей концепции и вытекающих из нее следствий для практики поисковых работ дадим краткую критическую оценку гипергенной модели марганцевого оруденения. С точки зрения осадочной гипотезы марганцевые руды Присаянья являются инфильтрационно-осадочными образованиями коры выветривания мел-палеогенового возраста. С этой гипотезой согласуются следующие факты: 1) абсолютный возраст марганцевых руд, определенный калий-аргоновым методом по криптомелану Николаевского месторождения — 200—250 млн лет (пермь — триас); 2) по данным термобарогеохимических исследований, проведенных в ВостСибНИИГГиМСе, кварц из парагенезисов с криптомеланом и вернадитом Николаевского месторождения, Большереченской группы рудопроявлений, формировался при температуре 150—280°C, что свидетельствует о температурных условиях, характерных для процессов не гипергенного, а гидротермального рудогенеза; 3) наличие в рудах сингенетичных касситерита, шеелита, самородного железа и свинца, а также золота, халькопирита не согласуется с *pt*-условиями минералообразования зон гипергенеза. Самородные металлы также обнаружены в близких по составу марганцевых рудах зон разломов Красноморского рифта, океанического дна, для которых доказана эндогенная природа. Таким образом, осадочная гипотеза не может указать первичный источник марганца для многочисленных рудных объектов Присаянья. В основе предлагаемой модели формирования железо-марганцевого оруденения Присаянского прогиба и пограничных с ним структур Иркутского амфитеатра лежат новые материалы, полученные в 1986—1991 г. Ангарской экспедицией Иркутскгеологии, ВостСибНИИГГиМСом и Институтом земной коры по геологии, вещественному составу руд, структуре и составу вмещающих толщ ряда рудных полей (участки Николаевский, Рудный, Красный, Телажный, Брусовка, Большереченская группа проявлений, Шангулежское рудопроявление и др.). При этом широко привлекались геологические данные прошлых лет в нашей интерпретации.

Железо-марганцевые руды датируемые пермью—триасом возникли в связи с процессами тектоно-магматической активизации рифейско-вендского Присаянского прогиба. В составе рифейско-вендской толщи

обычно выделяются вулканогенно-терригенно-карбонатная (карагасская серия, низы оселковой) и пестроцветная терригенная (большая часть оселковой серии) формации. Продукты эксплозивного вулканизма (туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и др.) наиболее распространены в шангулежской, ипситской и марнинской свитах. Часть кластических образований карагасской и оселковой серий, традиционно рассматривающаяся в составе экзогенного осадочно-седиментационного комплекса (R — V), по новым данным имеет палеозойский возраст и своим происхождением обязана проявлениям газовой-вулканической деятельности, приуроченным к надвиговым структурам. Эндокластогенное происхождение предполагается для толщ несортированных конглобрекций, щебенчатых брекчий, дресвяников, конгломератов и гравелитов шангулежской свиты, состоящей из обломков метаморфических и изверженных пород, слагающих фундамент Присаянского прогиба. Рассматриваемая толща по условиям залегания, характеру сортировки, окатанности обломочного материала аналогична сопочным брекчиям грязевулканического происхождения Крымско-Кавказской зоны. Линзы щебенчатой брекчий, дресвяники, обнаруженные в основании разреза шангулежской свиты района Уватского поднятия, весьма напоминают кластогенные образования склонов вулкана Шивелуч. Последние, по данным П.М. Горяинова [4], выдавлены из жерла вулкана газовым флюидом. Эндокластогенный генезис также имеют некоторые разновидности грубообломочных пород в составе марнинской и удинской свит. Эндокластиты, закартированные как базальные фангломераты марнинской свиты, представлены несортированными глыбами, обломками, слабо окатанными валунами, гальками не только нижележащих пород карагасской серии и вулканитов нерсинского комплекса, но и гранитов саянского, бирюсинского комплексов, нижнепротерозойских эффузивно-осадочных образований сублукской серии, глубокометаморфизованных пород фундамента Присаянского авлакогена.

Начиная с пермского времени рифейско-вендская толща Присаянского авлакогена испытала в отдельных его частях тектоно-магматическую активизацию, частично в форме грязевулканических извержений. С ними парагенетически связано формирование компенсационных депрессий. Пример крупной активизационной структуры — Туманшетская впадина (600 км²), выполненная эндогенно-кластогенными образованиями саранчетской свиты. Более мелкие депрессии данного типа — Ипсито-Рубахинская (Николаевская) и Тымбырская. Первая

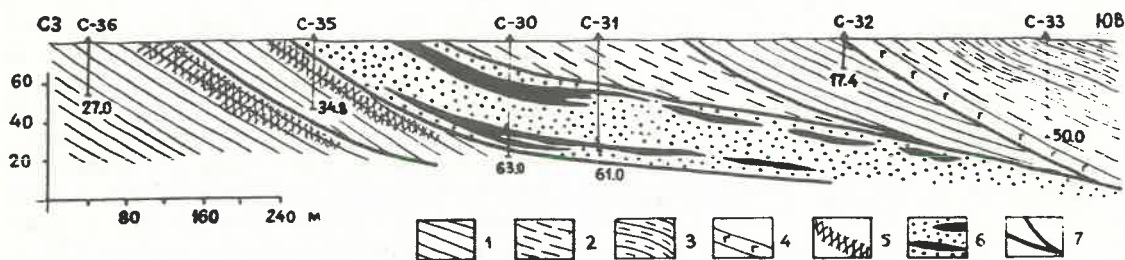


Рис. 3. Пластовый тип оруденения (на примере участка Шангулеж):

верхнерифейские отложения — нижняя подсвита тагульской свиты: 1 — разнозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — алевролиты с песчаниками и редкими линзами доломитов; 4 — дайки основного состава; 5 — метасоматически измененные породы, связанные с надвиговыми структурами; 6 — эндогенные кластиты в зоне надвига с железо-марганцевым оруденением; 7 — подошвы надвиговых пластин

выполнена эндокластогенно-осадочной толщей песчаников, алевролитов, галечников с «экзотической» галькой, частично включенных в состав тагульской свиты карагасской серии и частично в древнечетвертичные отложения. В пределах этой структуры известно несколько рудных полей (участки Николаевский, Рудный, Красный). Рудоносная песчано-алевролитовая толща (Р?), выделенная авторами из тагульской свиты, обладает рядом хорошо выраженных признаков участия эндогенных процессов в ее формировании. Характерные розовато-серые песчаники и дресвяники обладают большей частью ориентированной, реже массивной текстурой, псаммитовой и алевропсаммитовой структурой, плохой сортировкой зерен по размерам. Слагающие их обломки кварца (35—50 %), акцессорных минералов, имеют остроугольные очертания, неровные поверхности излома без каких-либо следов окатанности, а калишпат (30—60 %) представлен кристаллами с хорошо выраженным призматическим габитусом, также без признаков механической обработки. В рамках осадочной концепции не находит объяснения весьма примечательная структурная особенность песчаников, которая заключается в широком развитии в них участков с плотнейшей упаковкой зерен. Последние вдавлены друг в друга, обуславливая весьма своеобразный рисунок границ между ними. Как показал Б.И. Берман, спресованные структуры, образованные взаимно вдавленными обломками — типоморфный признак «мобилизаторов» [2], в нашей терминологии флюидо-кластитов [3], эндогенных кластитов [8, 14].

Железо-марганцевое оруденение характеризуется несколькими морфогенетическими типами залежей: штокверковое, вкрапленно-гнездовое, желваковое, пластовое. Пластовый тип формируется при замещении рудным веществом осадочных и эндок-

ластогенных пород в зонах надвиговых структур. Типичный пример апопесчаниковых руд — участки Брусовка, Шангулеж, где бульдозерными расчистками, скважинами вскрыто несколько пластовых и линзообразных тел различной мощности (рис. 3). Рудный пласт представляет собой «черный» песок (структурный элювий эндогенных кластитов). В процессе бурения пласты «рудного песка» легко пропустить, что по видимому и имело место при разведке Николаевского месторождения в 60-е годы. На участке Брусовка пластовые залежи железо-марганцевых руд возникли в процессе метасоматического замещения милонитов в плоскости надвига, а также при замещении в зоне надвига матрикса тектонического меланжа и частично обломочного материала.

Штокверковые, брекчиевые, вкрапленно-гнездовые и желваковые руды представляют собой обычно гидротермально-метасоматические образования в газово-эксплозивных брекчиевых структурах трубчатого типа или трещиноватых зонах парагенетически связанных с надвигами.

Наиболее богатые пластовые сливные метасоматические руды образуются в пористой среде (эндогенных кластитах-коллекторах) при наличии экранирующих горизонтов аргиллитов-флюидоупоров. Трубчатые брекчиевые структуры формируются в процессе грязевого вулканизма (рис. 4). Большинство брекчиевых трубок характеризуется наличием структур типа газовых мааров, выделяющихся в рельефе в виде мелких блюдцеобразных впадин диаметром от 5 до 150 м [7]. Часть из них представлена вытянутыми в одном направлении мелкими впадинами. Газовые маары обычно приурочены к седловинам, участкам выполаживания склонов или к плато на водоразделах. Днища газовых мааров чаще всего заболочены (до небольших озер). Ниже растительного слоя в днищах мааров залегает плохо связанная

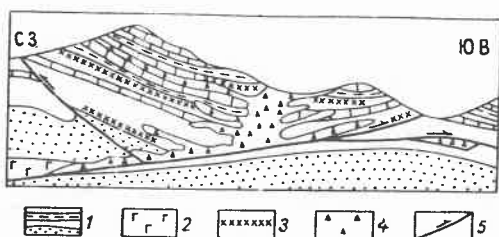


Рис. 4. Трубчатый тип оруденения (обобщенная модель на примере участка Красный:

1 — верхнерифейские отложения; 2 — интрузии основного состава; 3 — сливные метасоматические руды браунитового состава; 4 — эндогенные кластиты с псиломелан-криптомелановыми рудами; 5 — плоско-сти разрывных нарушений

песчано-глинистая масса продуктов выветривания брекчий, содержащая мелкие обломки брекчированных пород или руд. О том, что газовые маары фиксируют каналы газовых прорывов, которые после вулканизма трансформируются в грифоны, свидетельствуют находки в них, или вблизи их обожженных, гидротермально измененных кирпично-красных обломков различных пород, чаще песчаников и алевролитов. Появление кирпично-красной окраски — характерный признак пирометаморфизма, связанного с окислением восстановленного газового флюида [3]. Нередко в заключительный этап формирования брекчиевых трубок образуются псевдоокатанные, будинированные брекчии, которые на отдельных рудных полях закартированы как «аллювий древних долин» (участки Красный, Николаевский, Шангулежский). Одним из главных аргументов, лежащих в основе предлагаемых рекомендаций по переоценке перспектив на марганец Присяяня, являются наши представления о структуре рудных полей с железо-марганцевой минерализацией. Имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о том, что марганценозные рудные поля района принадлежат к типу пластовых рудных тел и пластово-трубообразных объектов. В последнее время широкое развитие рудных полей такого морфоструктурного типа установлено на территории большинства рудных районов (золото, вольфрам, полиметаллы и др.) восточной окраины Азии [12].

Таким образом, шарьяжно-надвиговые структуры Присяяня в определенных условиях могут представлять собой нетрадиционные ловушки для миграции флюидов, т.е. вдоль надвиговых поверхностей формируются эндогенные кластиты, которые в зависимости от исходного состава образуют коллектора и флюидоупоры, обуславливая обогащенные рудные и, в частности, марганцевые залежи.

Анализ размещения основных рудопрояв-

лений шарьяжно-надвиговых структур в пределах Присяянского прогиба позволяет выделить ряд линейных, значительных по протяженности марганцевоносных площадей в виде узких полос северо-западного простираия, парагенетически связанных с фронтальными выступами региональных надвиговых пластин и зон меланжа. Таковы линейные зоны бассейнов рек Изан, Шангулеж, Марня протяженностью до 120 км при ширине 4—8 км, а также — бассейнов рек Уда, Тымбыр протяженностью фронта пластин 130 км при ширине 3—5 км. Подобная приуроченность марганценоносности к надвигам отмечается и на Урале, где рудопроявления и месторождения золота, полиметаллов и марганца к тому же пространственно совпадают с положительными термоаномалиями [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варенцов И.М., Головин Д.И. Марганцевое месторождение Грут-Эйландит, Северная Австралия: К—Аг возраст криптомелановых руд и аспекты генезиса // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 1. С. 203—207.
2. Берман Б.И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудоносных комплексов // Сов. геология. 1973. № 4. С. 24—36.
3. Гладков В.Г., Татаринов А.В., Томилов В.В. Флюидокластенное происхождение золотоносной грубообломочной толщи Балейского грабена // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 42—49.
4. Горяинов П.М. О геодинамически необычных обстановках осадочного породо- и рудообразования в связи с проявлением тектоно-кессонного эффекта // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 47—60.
5. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. — М.: Наука, 1984.
6. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Рудообразование при аллохтонизации // Шарьирование и геологические процессы. Уфа, 1989. С. 45—46.
7. Ландшафтно-геоморфологический метод поисков комплексных руд в Присяяском прогибе / А.В. Татаринов, А.В. Богданов, И.А. Полетаев и др. // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири. Иркутск, 1988. С. 49—50.
8. Лобанов М.П., Сизых В.И. Дислокационно-метасоматические структурно-вещественные комплексы шарьяжных и поднадвиговых зон — возможные крупные нетрадиционные резервуары углеводородов // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1989. С. 35—37.
9. Присяянский прогиб — докембрийский авлакоген юго-запада Сибирской платформы / А.П. Секерин, В.А. Лашенков, Б.И. Владимиров и др. // Тектоника и минеральные ресурсы докембрия Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1988. С. 30—32.
10. Рязанов Г.В. Парагенезис и кинематика дислокаций Присяянского прогиба // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1454—1457.
11. Сизых В.И., Мазукабзов А.М. Покровно-складчатые структуры Присяянской краевой системы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1985. С. 8—9.
12. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и пластовое оруденение. — М.: Наука, 1989.
13. Чешуйчато-надвиговое строение Присяянского краевого прогиба / В.И. Сизых, А.В. Татаринов,

14. Эндогенные кластиты — новый тип механо-химических псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непско-го мегасводов) / М.П. Лобанов, В.И. Сизых, А.В.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

УДК.553.329

© Д.И. Павлов, Ж.В. Домбровская, 1993

Осадочные месторождения марганца как продукты восходящей разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов

Д.И. ПАВЛОВ, Ж.В. ДОМБРОВСКАЯ (ИГЕМ РАН)

Месторождения железа и марганца занимают видное место среди рудных месторождений в осадочных толщах. Часть из них, в т.ч. крупнейшие, входит в комплекс полезных ископаемых нефтегазоносных бассейнов (НГБ) [12, 13]. Формирование их рудообразующих растворов в значительной мере обусловлено катагенными факторами — теми же, что определяли и генерацию нефтегазообразующих флюидов. Попытаемся рассмотреть две принципиально различные геологические ситуации, одна из которых ведет к образованию самостоятельных марганцевых, другая — обогащенных марганцем железорудных месторождений.

Специфика подземных вод НГБ во многом определяется наличием в них двух главных составляющих: седиментационных вод, захороненных вместе с осадками, и катагенных вод, генерируемых за счет минеральных преобразований разбухающих глин при температурах выше 80°C [4, 7]. Именно катагенная составляющая определяет создание в НГБ термодегидратационных (или термоэлизионных) водонапорных систем, гидродинамически более мощных, чем простые элизионные системы, продуцируемые одним лишь гравитационным отжатием пластовых вод, происходящим на меньших глубинах. Необходимое условие существования тех или других систем — обеспеченность разгрузки. Их закупорка ведет к прекращению генерации катагенных вод и связанных с ними процессов нефтеобразования [7]. Выведенные по проницаемым горизонтам в зоны разгрузки и на путях к ним подземные воды НГБ получали возможность участвовать в седиментационных и литогенетических процессах.

Поскольку подземные воды НГБ металлоносны, зоны их катагенной разгрузки [13], являются металлогенически значимыми территориями (или акваториями). Размещение таких зон в значительной мере определяется особенностями глубинного строения НГБ, в частности, характером региональ-

ных палеоуклонов их бортовых частей и может картироваться.

Металлогеническая значимость зон катагенной разгрузки особенно велика, когда пластовая составляющая подземных вод НГБ представлена рассолами. Однако и в тех случаях, когда подземные воды значительно менее минерализованы, они могли вызвать рудообразование. Так, Е.А. Басков [3], определяя палеогидрогеологические основы формирования рудных месторождений, предостерегает исследователей от излишней фетишизации вод с аномально высокими содержаниями металлов, отдавая предпочтение благоприятным условиям их осаждения (устойчивая в течение длительного времени разгрузка, сохранность осадительных барьеров и др.). В.М. Матусевичем (1976) на примере Западно-Сибирского бассейна показано, что главная зона нефтеобразования характеризуется максимальным обогащением металлами и органическим веществом подземных вод, относительно мало минерализованных. Соответствующий началу этой зоны скачок концентраций фиксируется, начиная с глубин 1,0—2,5 км, что определяется геотермическими условиями того или иного района бассейна. При этом средние концентрации металлов в подземных водах главной зоны нефтеобразования оказываются во много раз выше (для Mn — в 1800, для Pb — в 158, для Zn — в 64,3 раза), чем их возможные максимальные содержания в морской воде. Ведущий фактор такого накопления — взаимодействие подземных вод с вмещающими породами и органическим веществом [19].

Исходя из особенностей гидрогеологического развития НГБ [17], отметим три наиболее важных обстоятельства, способствовавших реализации металлической составляющей их подземных вод в формировании руд на менее глубоких уровнях разреза.

1. Огромные объемы подземных вод и пород, взаимодействовавших с ними в обла-

стях генерации и на путях фильтрации к зонам катагенной разгрузки.

2. Пространственная сосредоточенность разгрузки, обусловленная приуроченностью названных зон к отдельным участкам периферии, редко к внутренним частям МГБ, где проходят глубокопроникающие тектонические зоны или по тем или иным причинам отсутствуют водоупоры.

3. Длительность существования термоэлизионных гидрогеологических систем, измеряемая десятками миллионов лет. При этом разгрузка подземных вод не растянута во времени равномерно, а носит характер серии импульсных прорывов, стимулируемых повышением тепловой или сейсмотектонической активности [13].

Учитывая сказанное, рассмотрим обе отмеченные выше ситуации ведущие к формированию: самостоятельных марганцевых и железорудных, обогащенных марганцем, месторождений.

1. Классический пример самостоятельного осадочного марганцевого оруденения — месторождения Южно-Украинского бассейна, одного из крупнейших в мире. Попытка привлечь к истолкованию их генезиса восходящую разгрузку подземных вод НГБ упирается в весьма серьезное обстоятельство: месторождения эти находятся за пределами НГБ. До границы с ближайшим из них — Причерноморско-Крымской нефтегазодной областью (НГО) — около 100—150 км. Однако анализ геологической позиции оруденения снимает это кажущееся несоответствие. Положение Южно-Украинского марганцевого бассейна относительно Причерноморско-Крымской НГО схематически представлено на рис. 1 и 2. Залежи нефтидов на разрезе не показаны, т.к. они пространственно тяготеют к южному борту НГО, располагаясь на нескольких уровнях отложений К—Р, суммарная мощность которых

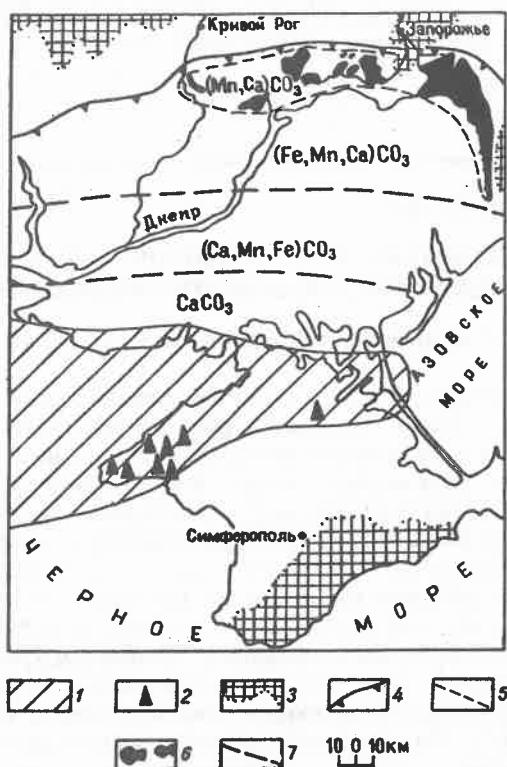


Рис. 1. Положение Южно-Украинского марганцеворудного бассейна относительно Причерноморско-Крымской НГО и зональность распространения аутигенных карбонатов в олигоценых отложениях:

1 — Причерноморско-Крымская НГО (Каркинитский прогиб); 2 — нефтяные и газовые месторождения; 3 — выходы допалеогеновых пород; 4 — северная граница распространения Р отложений; 5 — граница Южно-Украинского марганцеворудного бассейна; 6 — марганцеворудные залежи; 7 — границы зон распространения карбонатов разного состава [2, 11, И.М. Варенцов, В.П. Рахманов]

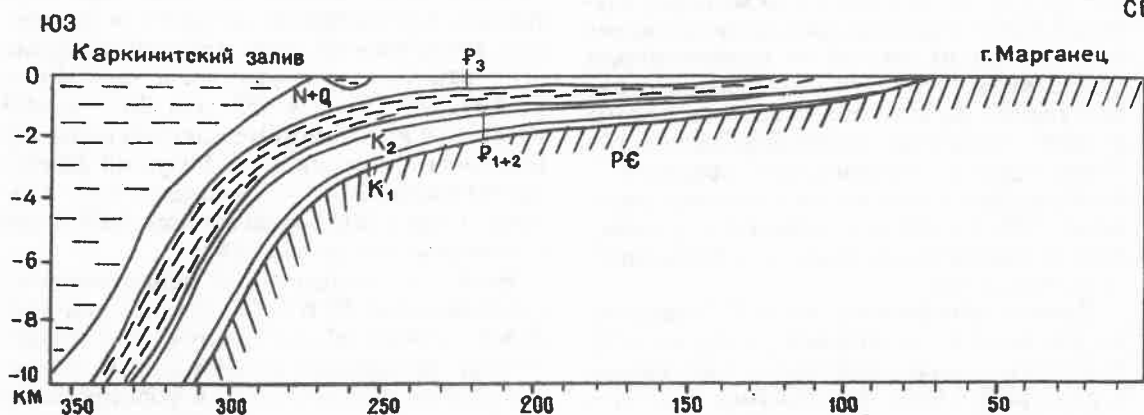


Рис. 2. Положение олигоценых отложений в осадочной толще Причерноморья (схематический разрез)

в наиболее прогнутой части Каркинитского прогиба > 10 км. Прогиб активно формировался с конца К₂. В олигоцене прогибание усилилось и произошло окончательное установление субширотной тектонической зональности всей территории юга Украины [5]. По данным А.А.Шиманского и др. (1986), повышенная плотность теплового потока сохраняется в Каркинитском прогибе и сейчас. Ко времени формирования рудной толщи в Р₃ к продолжающему свое развитие прогибу со стороны платформы примыкала толща отложений К₁—Р₂, полого моноклинально воздымавшаяся к северу и содержащая выдержанные горизонты проницаемых пород и водоупоров. Современное сочленение отложений опущенного края платформы и НГО по флекуре доказано работами Д.А. Туголесова и др. [15]. Таким образом, между этими структурами нет и не было гидродинамического разобщения и, независимо от положения северной границы НГО, разгрузка сопутствующих нефтегазообразованию вод должна была происходить в правой части разреза (см. рис. 2) на выходе проницаемых пластов из-под водоупоров, т.е. именно там, где локализованы руды Южно-Украинских месторождений. Их приуроченность к основанию трансгрессивно залегающей толщи (т.е. ко времени относительной тектонической активизации), что, как будет показано ниже, характерно и для обогащенных Мп месторождений оолитовых руд Fe, хорошо известна. Расстояние в 100—150 км не должно быть препятствием для восходящей латеральной миграции растворов к зоне катагенной разгрузки. «Большинство исследователей считают, что дальность преимущественно латеральной миграции нефти и газа в платформенных условиях составляет десятки — первые сотни километров» [14, с. 345].

Известно, что содержание Fe в подземных водах НГБ, как и вообще в земной коре, резко преобладает над содержанием Мп. Поэтому для образования в зонах катагенной разгрузки самостоятельных марганцевых накоплений необходимо предварительное разделение Fe и Мп на путях миграции с опережающим высаживанием Fe. Как показали В.И. Дворов и Е.А. Соколова (1987), одной из обстановок такого разделения может служить наличие на путях восходящей фильтрации сероводородного осадительного барьера, на котором Fe осаждается в виде сульфидов. Возникновение такого барьера характерно для ближайшего обрамления НГБ, т.к. их подземные воды обычно обогащены не только металлами, но и органическим веществом и сульфатами, что и приводит к развитию на их пути разгрузки бактериальных сульфатредуцирующих процес-

сов со всеми вытекающими отсюда последствиями. Причерноморско-Крымский бассейн — не исключение в этом смысле: по данным И.К. Зайцева (1986) метано-азотные воды, распространенные у его северной границы, содержат 15—130 мг/л H₂S + HS. Поскольку отложения бассейна К₂ — Р₁ нефтегазоносны, есть все основания полагать, что сероводородный барьер существовал здесь и в Р₃.

Попутное следствие сульфатредуцирующих процессов — генерация углекислоты. Она же является побочным продуктом процессов бактериального окисления сохранившихся углеводородов нефтяного ряда на дальнейших путях их миграции к очагам разгрузки и. Значимость этих процессов для интенсивного осаждения и переосаждения карбонатов за контуром нефтеносных площадей велика [17]. В этих условиях наличие в растворах закисного Fe (в т.ч. извлекаемого из водовмещающих пород на путях фильтрации) должно было приводить к образованию карбонатов Fe.

Так, эпигенетические выделения сидерита и сульфидов железа в породах К₂ — Р₁ опущенного края платформы отмечены в легендах всех листов Государственной геологической карты м-ба 1:200 000, перекрывающих широкую полосу между Причерноморско-Крымской НГО и Южно-Украинскими месторождениями Мп. При этом сульфиды Fe тяготеют к южной, прилегающей к НГО части полосы, а сидерит — к северной. По нашим данным, в приближенных к рудному полю участках этой полосы сидериты содержат значительные количества Мп, т.е. это уже не сидериты, а олигониты и манганосидериты, имеющие, как и в рудном поле, конкреционные формы выделения. Н.М. Баранова и В.Х. Геворкян [2], еще в 1968 г., исходя из составов аутигенных карбонатов, к югу от контура Южно-Украинского бассейна в отложениях Р₃ наметили существование трех зон: 1) железо-марганцевой с соотношением карбонатов Мп и Fe от 1:4 до 1:6; 2) кальций-марганцевой, где преобладают манганокальциты, но отчетливо проявлены и карбонаты Fe и Ca и 3) кальцитовой (см. рис. 1). Эти же авторы в 1970 г. описали на восточном продолжении железо-марганцевой зоны сидеритоносные отложения и руды Р₁.

Сказанное позволяет заключить (во всяком случае качественно), что растворы, поступавшие в зону катагенной разгрузки со стороны пространственно от нее оторванной НГО, на своем пути существенно сбрасывали Fe. Тем самым Мп должен был стать их главным металлическим компонентом. Можно заключить, что хорошо известная для рудного поля зональность, охарактери-

зованная ниже, продолжается и за его пределы — вплоть до Причерноморско-Крымской НГО, рассматриваемой нами как рудопродуцирующая мегаструктура.

Зональность руд Южно-Украинских месторождений проявляется в том, что в направлении погружения рудного пласта с севера на юг окисные руды сменяются окисно-карбонатными, а затем — карбонатными [6, 8 и др.]. Согласно одной из точек зрения возникновение зональности обусловлено постепенным входжением продвигавшихся с юга гипогенных растворов в зону распространения грунтовых вод с более высоким кислородным потенциалом [8].

Для подкрепления этого вывода Г.И. Князев и Е.С. Шевченко [8] ссылаются на идеальный для циркуляции растворов характер рудовмещающего уровня (кварцевые пески и гравеллиты) и его экранирование вышележащими глинами. Соглашаясь с восходящим с юга характером рудообразующих процессов, мы однако не разделяем точку зрения о гипогенном (в их понимании) происхождении рудоносных растворов* и полностью эпигенетическом характере оруденения.

Многие признаки эпигенетичности первично седиментационных руд могли проявляться в условиях продолжающегося после перекрытия рудовмещающего уровня водоупором подтока рудоносных растворов. С их пластовой фильтрацией хорошо согласуется формирование конкреционных рудных обособлений, тогда как для седиментационных руд характерны желваковые образования, со ступковым механизмом коагуляции гелей в условиях открытой разгрузки в прибрежных участках. Длительность и масштабность диагенетической переработки первично седиментационных руд Южно-Украинских месторождений подтверждается основополагающими работами Н.М. Страхова и ученых его школы, а также хорошо согласуется с длительностью связанных с нефтегазообразованием водогенерирующих процессов.

Изотопные исследования никопольских карбонатных марганцевых руд [10] показали, что значения в них $\delta^{13}\text{C}$ располагаются в области, промежуточной между значениями для органического углерода и углекислоты осадочного морского происхождения, т.е. руды имели смешанный источник угле-

кислоты. Процесс аутигенной карбонатизации в рудовмещающих терригенных породах проявлен непропорционально масштабно по отношению к находящемуся в осадках гумусовому и сапропелевому органическому веществу, что ставит вопрос о привносе (дополнительном источнике) последнего. Таким источником, по мнению В.В. Калиненко (1990), для подобного типа Лабинского месторождения могли быть углеводородные скопления сопредельного НГБ. Все это хорошо соответствует нашей генетической концепции.

В первично седиментационном возникновении рудной зональности, видимо, сыграла свою роль дегазация существенно углекислых растворов при их истечении, что способствовало осаждению карбонатных руд вблизи этих мест, пространственно тяготеющих к южной части рудного поля, а далее от них — окисных руд**. После перекрытия рудного осадка водоупором фронт массовой дегазации должен был продвигаться к северу, что привело к частичному или полному замещению окисных руд карбонатными. О частичном замещении свидетельствует широко развитая зона смешанных руд, представленная манганитовыми стяжениями, сцементированными манганокарбонатным цементом, часто их корродирующим. При дальнейшем развитии процесса окисные стяжения полностью растворяются, образуя пустоты, размерами и формой соответствующие выщелоченным стяжениям. Позднее они заполняются манганокарбонатами со сферолитовой структурой, свидетельствующей о кристаллизации вещества в условиях свободного пространства. О длительности проявления процесса карбонатизации и дальности продвижения растворов на север свидетельствуют прожилки и гнезда сферолитов сидерита и мангансидерита в окисных рудах северной части Больше-Токмакского месторождения.

Необходимо разъяснить еще одно немаловажное обстоятельство: как могло произойти совмещение формирования первично седиментационных руд с фильтрацией рудоносных растворов по рудовмещающему уровню. Такое парадоксальное несоответствие объясняется тем, что в близповерхностных участках моноклинали этот уровень был местами пересечен глубоковрезанными элементами эрозионного рельефа, куда заходило море.

Сопоставление размещения марганцевых месторождений с палеотектоническим режимом и рельефом территории Южно-Ук-

* Катагенная составляющая рудоносных растворов отвечает определению (Геологический словарь, 1973): «Гипогенный — глубинный, эндогенный, связанный с процессами, происходящими в глубоких частях земной коры». Если об этом не забывать и не настаивать на непременно связи рудоносных растворов с подкоровыми глубинами и магматическими процессами, то наше возражение снимается.

** Сказанное не противоречит широкому проявлению гипергенеза в месторождениях карбонатных руд, что также может приводить к формированию окисных руд.

раинского бассейна в Р₃ было проведено В.В. Фуртесом [16]. Отмечено, что этот бассейн расположен на Приднепровском блоке кристаллического фундамента, поверхность которого уже тогда была наклонена в сторону Причерноморской впадины. Приднепровский блок состоял из ряда более мелких блоков, разделенных линиями разломов. К их зонам и были приурочены довольно широкие (5—15 км) и сравнительно короткие (20—70 км) речные долины, преимущественно вытянутые в меридиональном и субмеридиональном направлениях. В олигоцене они представляли собой мелководные морские заливы. По заключению В.В. Фуртеса, именно тесная зависимость размещения марганцеворудных залежей от дорудного рельефа, имеющего структурно-эрозионное происхождение, обусловила формирование рудных залежей не в виде сплошной полосы, а отдельными изолированными площадями.

Случай, когда зона катагенной разгрузки находилась в заметном пространственном отрыве от НГБ, не так уж редок. Например, в статье М.К. Калинко «О перспективах территорий, прилегающих к нефтегазоносным регионам» (Сов. геология. 1984. № 1) анализируются перспективы на твердые битумы на территориях представляющих собой протяженные пологие моноклиналильные склоны, по которым при нарушении покровов нефть получала возможность миграции и окислялась в местах выхода пронизываемых пластов на поверхность. Разница с рассмотренной нами ситуацией лишь в том, на какой стадии развития находился НГБ — деструкции (покрышки нарушены, мигрирует нефть) или формирования (мигрируют сопутствующие процессам нефтеобразования подземные воды). Напомним, что закупорка их разгрузки прекратила бы и эти процессы.

Правомочна еще одна аналогия, прямо касающаяся условий формирования особо крупных залежей: стабильность моноклиналильных склонов, определявшая длительную устойчивость путей миграции и сохранение очагов разгрузки. Именно таковы обстоятельства формирования не только Южно-Украинских месторождений Мп [12], но и крупнейших в мире залежей твердых битумов Атабаски в Канаде [1].

II. Наличие в осадочных железных рудах повышенных концентраций Мп, позволяющих выделять среди них марганцевисто-железные или железо-марганцевые участки, характерно для месторождений оолитовых руд Fe, сформированных в пространственной приуроченности к НГБ. Таковы, например, Керченско-Таманские и Приаральские месторождения.

Керченско-Таманские месторождения оолитовых железных руд, как и нефтегазовые залежи, локализованы в ближайшей периферии наиболее прогнутых участков Индоло-Кубанского прогиба (рис. 3). Здесь же широко проявлен грязевой вулканизм. Общая мощность осадочных отложений таких участков прогиба четко оконтурена полосой бедных руд и единичными проявлениями нефти и газа. В главных по распространности рудах, так называемых табачных, установлено широкое развитие неустойчивого в условиях поверхности триоктаэдрического смектита, содержащего закисное Fe, в какой-то мере предохраняемое от окисления отложенным в межслоевых промежутках смектита органическим веществом [18]. Уже одно это свидетельствует о том, что табачные руды сформированы растворами никак не поверхностного характера. Присутствие таких руд не только в брахисинклиналях, по данным Е.Ф. Шнюкова (1986), но и в грязевулканических структурах вместе с общей приуроченностью рудоносных площадей к полосе, оконтуривающей нефтегазопродуцирующую часть Индоло-Кубанского прогиба — свидетельство связи рудоносных растворов с процессами нефтегазообразования [12]. При этом немаловажно, что промышленные запасы железных руд, как и сопутствующие им «икряные» марганецсодержащие руды, локализованы в той части полосы, которая наиболее тектонически нарушена и примыкает к участкам

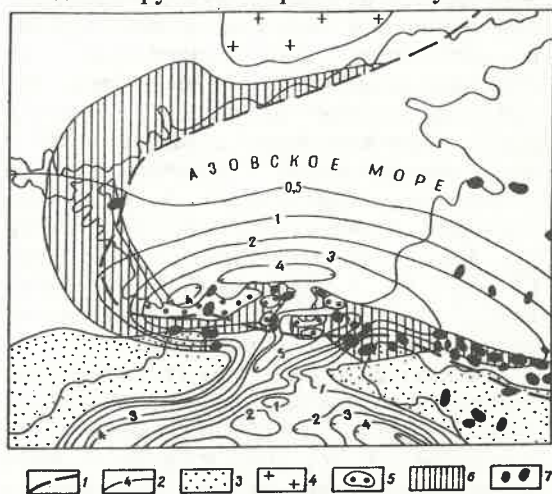


Рис. 3. Сопоставление площадей развития оолитовых железных руд и нефтегазоносных месторождений с распределением мощностей отложений нефтепродуцирующей майкопской серии [11, 15, Е.Ф. Шнюков и др.]:

1 — граница Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции; 2 — изопакиты отложений майкопской серии, км; 3 — области отсутствия майкопских отложений; 4 — выходы на поверхность пород дорифейского фундамента; площади развития: 5 — оолитовых руд Fe, 6 — существенно разубоженных оолитовых руд Fe, 7 — месторождения нефти и газа

наибольших мощностей нефтепродуцирующей майкопской толщи (см. рис. 3) и наиболее благоприятна для массовой разгрузки подземных вод, т.к. здесь их напорные градиенты и региональные уклоны бортовой части прогиба максимальны. Привнос в бассейн осадконакопления Fe и Mn не был равномерным. Лишь в отдельные моменты он настолько усиливался, что приобретал черты незавершенного, или резко выраженного рудного процесса. А.У. Литвиненко (1967) считает, что это подтверждает взгляды Н.М. Страхова о пульсирующем характере течения рудного процесса в бассейнах гумидных зон, что соответствует и упомянутому выше импульсному характеру разгрузки подземных вод НГБ.

Анализ материалов по месторождениям оолитовых железных руд позволил разделить их на два принципиально различных по генезису металлоносных растворов класса: гипергенный и катагенно-осадочный (литогенный) [20]. К первому из них принадлежат вполне традиционные месторождения, сформированные за счет переотложения металла кор выветривания ультраосновных, реже иных пород нисходящими поверхностными (включая грунтовые) водами (Орско-Халиловское, Серовское, Малкинское и др.). Ко второму — месторождения, сформированные за счет металла, извлеченного восходящими подземными водами НГБ из пород более глубоких уровней разреза, чем уровень отложения руд. Площади распространения и запасы литогенных руд, как правило приуроченных к основаниям трансгрессивно залегающих циклов краевых частей НГБ, во много раз больше, чем гипергенных; соответственно и запасы литогенных месторождений в десятки-сотни раз больше, чем гипергенных. К литогенным принадлежат все наиболее крупные бассейны оолитовых железных руд бывшего СССР, в т.ч. и уникальный в мире Западно-Сибирский с запасами накопленного металла в сотни миллиардов тонн.

В заключение нельзя не сказать о перспективности участия нефтяников в разработке проблем металлогении осадочных бассейнов [9, 13, 17]. Одна из задач — выявление и оконтуривание зон катагенной разгрузки конкретных НГБ. Именно эти зоны должны стать объектом первоочередного внимания и анализа, учитывающего обстоятельства не только потенциально рудовмещающих уровней, но и глубинные факторы, прямо влиявшие на тепловой поток и генерацию катагенных вод, в т.ч. в сопредельных впадинах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А., Жабрева П.С., Колесникова Н.В. Зоны битумонакопления СССР. — М.: Наука, 1986.
2. Баранова Н.М., Геворкян В.Х. Мanganосидериты олигоцена юга Украины // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 1. С. 106—116.
3. Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. — Л.: Недра, 1983.
4. Вассович Н.Б., Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Роль глин в нефтеобразовании // Сов. геология. 1975. № 3. С. 15—29.
5. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность / Отв. ред. П.Ф. Шпак. — Киев: Наукова думка. 1986.
6. Домбровская Ж.В. Марганцевоносность осадочной терригенной формации (на примере Никопольского бассейна) // Экзогенное рудообразование (Al, Ni, Mn). М., 1987. С. 190—195.
7. Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1986.
8. Князев Г.И., Шевченко Е.С. Зональность Никопольского марганцеворудного бассейна // Тектоника и стратиграфия. 1975. № 9. С. 47—55.
9. Кривцов А.И. Перспективные и приоритетные направления научно-исследовательских работ в области геологии // Сов. геология. 1989. №1. С. 3—9.
10. Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. Изотопный состав и условия образования никопольских карбонатных марганцевых руд // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М., 1988. С. 233—258.
11. Нефтегазоносные провинции СССР / Под ред. Г.Х. Дикенштейна, С.П. Максимов, В.В. Семенова — М.: Недра, 1983.
12. Павлов Д.И. Связь осадочных месторождений железа и марганца с нефтегазоносными бассейнами // Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 80—91.
13. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах и нефтегазоносных бассейнов / Под ред. Д.И. Горжевского, Д.И. Павлова. — М.: Недра, 1990.
14. Словарь по геологии нефти и газа / Отв. ред. К.А. Черников. — Л.: Недра, 1988.
15. Тектоника Черноморской впадины / Д.А. Туголезов, А.С. Горшков, Л.Б. Мейснер и др. // Геотектоника. 1985. № 6. С. 3—20.
16. Фуртес В.В. Палеогеографические условия образования мезо-кайнозойских марганцевых руд Украины // Геологический журнал. 1977. Т. 37. Вып. 5. С. 124—135.
17. Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3—22.
18. Ципурский С.И., Голубовская Е.В. Триоктаэдрические железистые смектиты табачных руд Керченских железорудных месторождений // Докл. АН СССР. Т. 310. № 6. С. 1438—1441.
19. Шварцев С.Л., Кузьмин С.П. Редкие и рассеянные элементы в подземных водах Западно-Сибирского бассейна // Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск 1977. С. 85—90.
20. Pavlov D.I. Hypergenetic and lithogenetic oolitic iron ores // Abstracts 29-th IGC. Kyoto. Japan. 24 August — 3 September 1992. Vol. 3. P.790.

Работа выполнена при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(код проекта: 93-05-14595).

Литобиогеохимические поиски платиноидов

А.Л.КОВАЛЕВСКИЙ (Бурятский геологический институт СО РАН)

Комплексные литобиогеохимические исследования платиноидов ведутся нами с 1985 г. Все изученные на платиноиды участки отнесены к модели литобиогеохимических поисков [4, 11], т.к. свободные подземные воды в корнеобитаемой зоне (шурфах и канавах) на них отсутствовали. То есть накопление платиноидов растениями происходило за счет их контактного поглощения корнями с помощью кислотных и корневых выделений, включающих царскую водку.

К настоящему времени на палладий и платину различными методами нами проанализировано более 1600 проб 38 видов и частей растений и около 1400 проб почв, рыхлого покрова, горных пород и платиноидосодержащих серебряных руд. Получены первые результаты анализов на иридий и родий. Основной метод анализов биогеохимических проб золы растений — эмиссионный спектрохимический (ЭСХА) с пределом обнаружения платины 0,8—4 нг/г и палладия 0,2—1 нг/г в зависимости от массы пробы, равной 2—10 г, литогеохимических — пробирно-атомно-абсорбционный (ПААА) из двух навесок по 25—50 г с пределом обнаружения платины 20 мг/т и палладия 5 мг/т. Кроме них использовались эмиссионный спектрохимический анализ литогеохимических проб, инструментальный нейтронно-активационный (ИНАА), сцинтилляционный эмиссионный спектральный (СЭСА), пробирно-эмиссионный спектральный и минералогический.

Научно-исследовательские работы по биогеохимии платиноидов были начаты нами в связи с выявлением отдельных зерен платины в ручьях, дренирующих Октябрьское железорудное месторождение в Иркутской области. На последнем проведены детальные биогеохимические исследования на 54 химических элемента. При рекогносцировочных ЭСХА остатков 27 объединенных проб золы растений массой 3—10 г выявлено 23 нг/г платины при пределе обнаружения 2—5 нг/г только в одной пробе одного из 16 проанализированных биообъектов — в лубе березы бородавчатой. Палладий в пробах не был установлен при пределе обнаружения 0,4—0,7 нг/г. Отношение содержания Pt к Pd в лубе березы более 40.

Выявление платины высокочувствительным ЭСХА в золе растений позволило продолжить определение платины и палладия на других рудных объектах. На Рудногорском железорудном месторождении в Иркутской области проанализировано 29 об-

единенных проб корки лиственницы, сосны и березы. Платина (6—13 нг/г) и палладий (до 2 нг/г) выявлены в 11 пробах корки лиственницы сибирской и березы бородавчатой. Судя по пробам, в которых обнаружены и платина, и палладий, отношение содержания этих элементов превышает единицу ($Pt:Pd \geq 3$ —10). В большинстве проб обнаружена только платина и отношение $Pt:Pd$ в них было более 10. Следует отметить, что максимумы платины и палладия здесь не совпадают. Из восьми проанализированных проб Кулькуттинского рудопроявления золота в Иркутской области платина (до 7,2 нг/г) и палладий (до 4,6 нг/г) установлены в лишайнике ягеле и хвое кедр-а сибирского только в двух из четырех биообъектов. Отношение $Pt:Pd$ здесь варьирует от 1,6 до 3,1, а максимумы платины и палладия совпадают. Итак, на всех трех изученных участках отношение $Pt:Pd$ в большинстве проб намного превышает единицу, хотя мы ожидали, что палладия в растениях, как элемента более подвижного в водах по сравнению с платиной [5], больше.

Э.М.Татьянкиной в 1986 г. обнаружены платина и палладий в 31 пробе золы 11 биообъектов растений Довыренского никеленосного массива (Бурятия). Концентрация платины (нг/г) здесь достигала в побегах с листьями кашкары 120, золотом корне 140, водном мхе на камнях в ручье 5,9. Содержание палладия (нг/г) в корке стволов лиственницы даурской 158, водном мхе 80, золотом корне 55, побегах ерника — карликовой березки — 14, побегах кедрового стланика 5. Отношение $Pt:Pd$ крайне нестабильно и изменялось от 0,07 и менее ($Pd:Pt = 15$) до 30 и более, т.е. более чем в 400 раз. Как правило, в изученных пробах присутствовали платина или палладий, т.е. максимумы их концентраций не совпадали. Оба платиноиды выявлены только в одной пробе водного мха — Pt 5,9 нг/г, Pd 80 нг/г, $Pt:Pd = 0,074$. Как видно из приведенных данных, платина и палладий на рассмотренных рудных месторождениях Восточной Сибири определялись только в растениях. Поэтому значения растительно-почвенного коэффициента для платиноидов не могли быть определены.

Высокие концентрации платины (вначале 210 нг/г, а затем 470 нг/г на фоне < 1 нг/г) и палладия (30 нг/г на фоне < 0,2 нг/г) выявлены в 1987—1989 гг. в относительно большом количестве — 94 из 556 —

проанализированных (17 %) проб золы растений девяти изученных участков сереброносного поля в Забайкалье, приуроченного к сиенитоидам с дайками и ксенолитами диоритоидов. Здесь в 1984—1991 гг. было отобрано около 18 000 проб растений и более 3 000 литогеохимических проб с целью разработки безбарьерных биогеохимических поисков и безбарьерной биогеохимической разведки месторождений и отдельных жильных тел серебра. В результате выявлено более 160 предполагаемых рудных биогеохимических аномалий серебра с концентрациями от 70 до 3000 мкг/г (г/т) в золе безбарьерных биообъектов — древесины старых, в т.ч. гнилых, пней сосны обыкновенной и лиственницы даурской. При проверке 18 канавами установлены пять пересечений богатых рудных тел и два крупноглыбовых ореола с концентрациями серебра 300—6000 г/т и свинца 5—50 %. Кроме того, в канавах вскрыты 12 пересечений с количеством серебра 50—500 г/т и более 40 пересечений с высокоаномальными содержаниями, превышающими 1 г/т на фоне < 0,1 г/т. Следует отметить, что сереборудные тела или сереброносные зоны обнаружены во всех канавах, заданных для проверки предполагаемых рудных биогеохимических аномалий серебра.

Выявление многочисленных (более 100) биогеохимических аномалий платины и палладия, подтвержденных к настоящему времени в 14 канавах 28 пересечениями платиноидоносных зон с содержаниями суммы платины и палладия более 20 мг/т на фоне около 1 мг/т, говорит о широком распространении платиноидной минерализации в рудном поле, которое первоначально считалось сереброносным. Одиннадцать из вскрытых платиноидоносных зон имели концентрации суммы платины и палладия от 80 до 360 мг/т, но только в одной из них палладия было больше (60 мг/т), чем платины (20 мг/т). Платины здесь обычно содержится больше, чем палладия в десятках, а иногда и в сотнях (до > 700) раз.

Выявление широко развитой платиноидности в сиенитоидах с дайками и ксенолитами диоритоидов явилось принципиально новым для изучавшегося сереброносного поля. Кроме платиноидности серебряных руд, здесь в канавах обнаружена самостоятельная платиноидная минерализация, находящаяся за пределами известных сереборудных, сереброносных и золотоносных зон, приуроченная к различным сиенитам и не имеющая визуальных признаков. Более половины выявленных к настоящему времени интенсивных биогеохимических аномалий платины и палладия располагаются за пределами биогеохимических аномалий се-

ребра, золота и свинца. Это свидетельствует о том, что в изучаемом драгоценнометалльном рудном поле преобладает самостоятельная платиноидная минерализация.

Геоархеологические исследования — картирование старых и древних шурфов и каналов предположительным возрастом 1000 лет и более — здесь проводятся в связи с тем, что на всех изучавшихся сереброносных участках, а также за их пределами были выявлены явные следы крупномасштабных древних отработок. К настоящему времени нами закартировано более 20 000 старых ям. Их общее число намного превышает 100 000, т.к. точная привязка ведется по биогеохимическим профилям, закрепленным на местности колышками, а площадь распространения старых шурфов (> 20 км²) еще не околонтурена. Есть основания утверждать, что объектами древней добычи в течение десятков, первых сотен, а судя по толщине гумусового горизонта почвы, возможно, многих сотен, лет служили преимущественно золото и платиноиды, а не серебро. По рассказам старожилов ближайших сел, а также возрасту растений, произрастающих на отвалах многочисленных добычных, разведочных и поисковых шурфов (ям), возрасту водоподводящего канала рудокопов, толщине гумусового горизонта на их отвалах добыча драгоценных металлов началась более 1000 лет назад и прекращена в 30-х годах в связи с запретом на старательские разработки драгоценных металлов в Сибири.

Весьма важный результат проведенных работ — установление значительно большей воспроизводимости анализов на платину биогеохимических проб по сравнению с литогеохимическими. Воспроизводимость пробирно-атомно-абсорбционного анализа из 26-граммовых навесок для наибольших концентраций платины в пробах горных пород и серебряных руд, равных 80—180 мг/т (нг/г), подтверждается содержаниями от 20 (предел обнаружения) до 120 мг/т из параллельных навесок тех же проб и равна 50 % (по данным восьми проб). При специальных контрольных анализах тех же проб с концентрациями 80—120 мг/т высокие содержания платины воспроизведены только в двух из восьми проб — 25 %. В остальных шести пробах с количеством платины 80—180 мг/т при контрольных анализах она не выявлена (содержание < 20 мг/т — ниже предела обнаружения). Такая низкая воспроизводимость определений платины в горных породах установлена для всех трех изученных методов — пробирно-атомно-абсорбционного и эмиссионного химико-спектрального в ПГО «Бурятгеология» и эмиссионного химико-спектрального в Бурят-

ском геологическом институте. Воспроизводимость анализов на палладий немного лучше — приблизительно 50 % — как для содержаний 5—60 мг/т, так и для максимальных концентраций 20—60 мг/т. Такая низкая воспроизводимость всех видов анализов литогеохимических проб нами объясняется наличием в них платины и палладия в виде редких зерен собственных минералов. В частности, при минералогическом анализе проб выявлено только одно зерно платины, которое исчезло при дополнительной шлифовке аншлифа алмазной пастой для детальных исследований на микроанализаторе КАМЕКА.

Воспроизводимость эмиссионных спектрохимических анализов на платину в Бурятском геологическом институте с пределом обнаружения 2—10 нг/г биогеохимических проб значительно лучше, чем литогеохимических, хотя они имели массу (1—10 г), меньшую, чем литогеохимические. Аномальные концентрации платины, превышающие 10 нг/г на фоне около 1 нг/т, воспроизводятся при контрольных анализах приблизительно в 80 % проб. Относительная погрешность определяемых содержаний платины в золе растений эмиссионным спектрохимическим методом ($> 2\text{—}10$ нг/г) $\pm 15\text{—}25$ %, что можно считать вполне приемлемым при поисковых работах.

В результате определений платиноидов в растениях, почвах, горных породах и серебряных рудах установлены их следующие литобиогеохимические особенности в изученных ландшафтах южной тайги Забайкалья.

1. Высококонтрастные биогеохимические ореолы платиноидов, особенно их предполагаемые рудные биогеохимические аномалии, как правило, весьма локальны и даже при наиболее густом шаге отбора проб растений 1—3 м выявляются, как правило, только одной точкой наблюдения. Максимальные концентрации платиноидов в золе безбарьерных биообъектов достигают, по данным ЭСХА и ИНАА, следующих значений (нг/г или мг/т): платины — 470, рутения — 230, родия — 100, иридия — 70, палладия — 31. Фоновые содержания изученных платиноидов ниже наименьших пределов их обнаружения (нг/г или мг/т): платины — 0,5, осмия — 1, иридия — 10, палладия — 0,1, рутения — около 10, точно не известно, т.к. на спектральную линию ИНАА рутения накладывается уран. Максимальные биогеохимические аномалии превышают местный фон: платины — более чем в 1000 раз, палладия более чем в 300 раз, родия — более чем в 100 раз, иридия — более чем в 50 раз, рутения не известно, т.к. предел обнаружения его не установлен, но

явно больше чем в 30 раз. В последнее время шесть платиноидов выявлены в растениях, почвах, горных породах и рудах с помощью СЭСА.

2. По нашим данным, безбарьерными или практически безбарьерными по отношению к высоким концентрациям платиноидов являются внешние слои корки стволов и пней сосны обыкновенной и лиственницы даурской, корка (береста) березы плосколистной и верхние (0—20 см) части древесины старых, в т.ч. гнилых, пней сосны обыкновенной и лиственницы даурской. С учетом данных по Канаде и США [8, 9] к безбарьерным биообъектам по отношению к платине и палладию можно отнести 3—10-летние отрезки ветвей черной ели, сосны банксиана и лабладорского чая. В этих высокоинформативных биообъектах установлены высокоинтенсивные биогеохимические аномалии платиноидов (Pt, Pd, Rh, Ir), превышающие местный фон в десятки, сотни и, вероятно, в первые тысячи раз.

3. Содержания платины в изученных объектах опробования в древесине и корке гнилых пней, а также в корке стволов живых деревьев и опробковевших шишках сосны обыкновенной, по данным ЭСХА, близки. Поэтому поправки в определения платины на разнородность этих трех биообъектов можно не вводить. Для палладия и других платиноидов данных для определения содержаний в различных биообъектах еще недостаточно.

4. Источниками питания растений платиноидами, по имеющимся предварительным данным, служат нижние корнеобитаемые горизонты рыхлого покрова и кора выветривания коренных горных пород — горизонты С и D на глубине 1—3 м. При пределе обнаружения платины 20 мг/т и палладия 5 мг/т в верхних горизонтах они не были обнаружены ни в одной из 600 проб, проанализированных наиболее надежным ПААА.

5. Определения растительно-породного коэффициента платины дают существенный разброс отдельных значений — от 0,2 до 5. Среднее значение этого коэффициента для платины близко к единице [3], хотя ожидалось значительно меньше единицы. Таким образом, платину следует относить к элементам среднего поглощения растениями, т.к. коэффициенты для большинства из них также близки к единице [2, 4, 10].

6. В рассматриваемых условиях платиноиды являются высокоподвижными химическими элементами [3]. Они в отличие от свинца, цинка, меди, серебра, золота и др. весьма интенсивно выносятся из верхних почвенных горизонтов А, В, С, до глубины 1—1,5 м. В почвах и верхних частях рых-

лого покрова платина и палладий не были установлены при пределе обнаружения платины 20 мг/т и палладия 5 мг/т (рис. 1). При этом выявленные в полотно канав максимальные концентрации платины (100—360 мг/т) и палладия (20—60 мг/т) превышали местный фон горных пород (для платины < 1 мг/т, палладия < 0,2 мг/т) в сотни раз. По данным [6, 7], платиноиды высокоподвижны в условиях тропических лесов Африки. Полученные нами данные позволяют говорить о том, что они подвижны в самых разнообразных условиях Земного шара, в т.ч. в ландшафтах южной тайги Забайкалья с незначительным количеством осадков — порядка 300—500 мм в год.

7. Основным по стоимости компонент вскрытых канавами платиноидоносных зон — платина. Значительно большие содержания платины по сравнению с палладием повышают перспективность выявленной платиноидной минерализации. Кроме платины, практический интерес, возможно, больший, чем платина, по предварительным

данным СЭСА, представляет иридий (вероятно, осмистый иридий) — наиболее распространенный в Забайкалье платиновый минерал [1]. Практическое значение может иметь и родий, выявленный вначале в растениях, а затем и в канавах при пределе обнаружения ПААА 40 мг/т, а также с помощью СЭСА.

8. Основным элементом-индикатором платиноидов в изучаемом сереброносном поле оказался свинец. Из 28 вскрытых канавами платиноидоносных зон мощностью 0,2—7 м 80 % приурочены к галенитовым сереброрудным телам или к галенитизированным сереброрудным и сереброносным зонам с концентрациями свинца 0,02—2 %. Второй, менее надежный, индикатор платиноидов — серебро. С рудными и аномальными концентрациями его в горных породах связано около 50 % вскрытых канавами платиноидоносных зон.

9. Особенности платиноидной минерализации в горных породах хорошо отражаются в растениях. К настоящему времени уста-

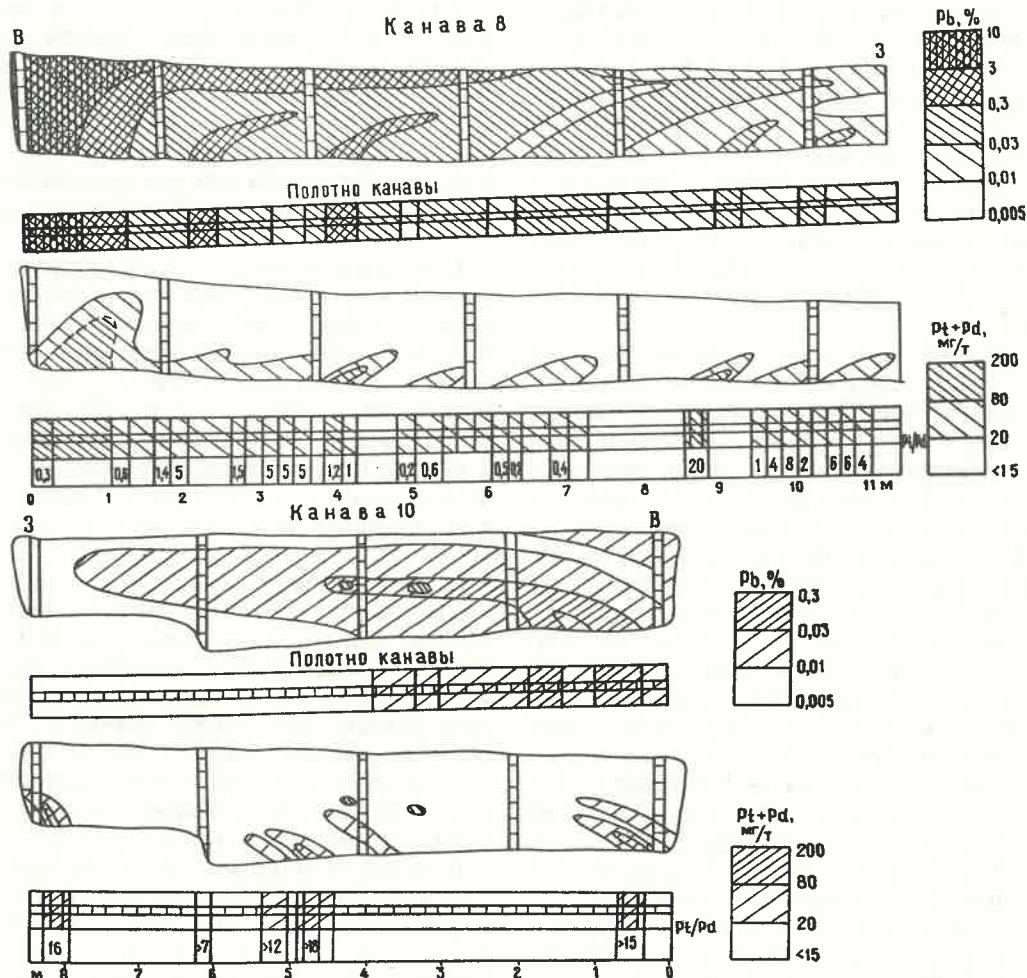


Рис. 1. Распределение платиноидов (Pt + Pd) и свинца в полотне и разрезах канав 8 и 10

новлены интенсивные биогеохимические аномалии платиноидов девяти основных геохимических типов (без учета серебра, золота, цинка, меди и натрия): свинцовые палладие-платиновые и платино-палладиевые, малосвинцовые палладие-платиновые и платино-палладиевые, безсвинцовые платиновые, безсвинцовые палладиевые, безсвинцовые иридиевые, безсвинцовые иридие-родиевые и безсвинцовые родиевые. Первые пять типов подтверждены канавами. Судя по биогеохимическим данным, на изученных участках значительно преобладает безсвинцовый иридиевый (вероятно, осмисто-иридиевый) тип платиноидной минерализации.

10. Характерная особенность выявленных

биогеохимических аномалий платиноидов — пространственное несовпадение локальных, пиковых аномалий различных платиновых металлов. На Западном и Северо-Восточном участках с наибольшим количеством платиноидных биогеохимических аномалий (рис. 2) аномалии платины и палладия не совпадают, т.е. пространственно разобщены. В западной части профиля 40 эти чередующиеся аномалии образуют практически сплошную аномальную платиноидную зону шириной 110 м. Подобные несовпадения и пространственная разобщенность биогеохимических аномалий платины и палладия установлены нами на Октябрьском и Рудногорском железорудных месторождениях и Довыренском никеленосном

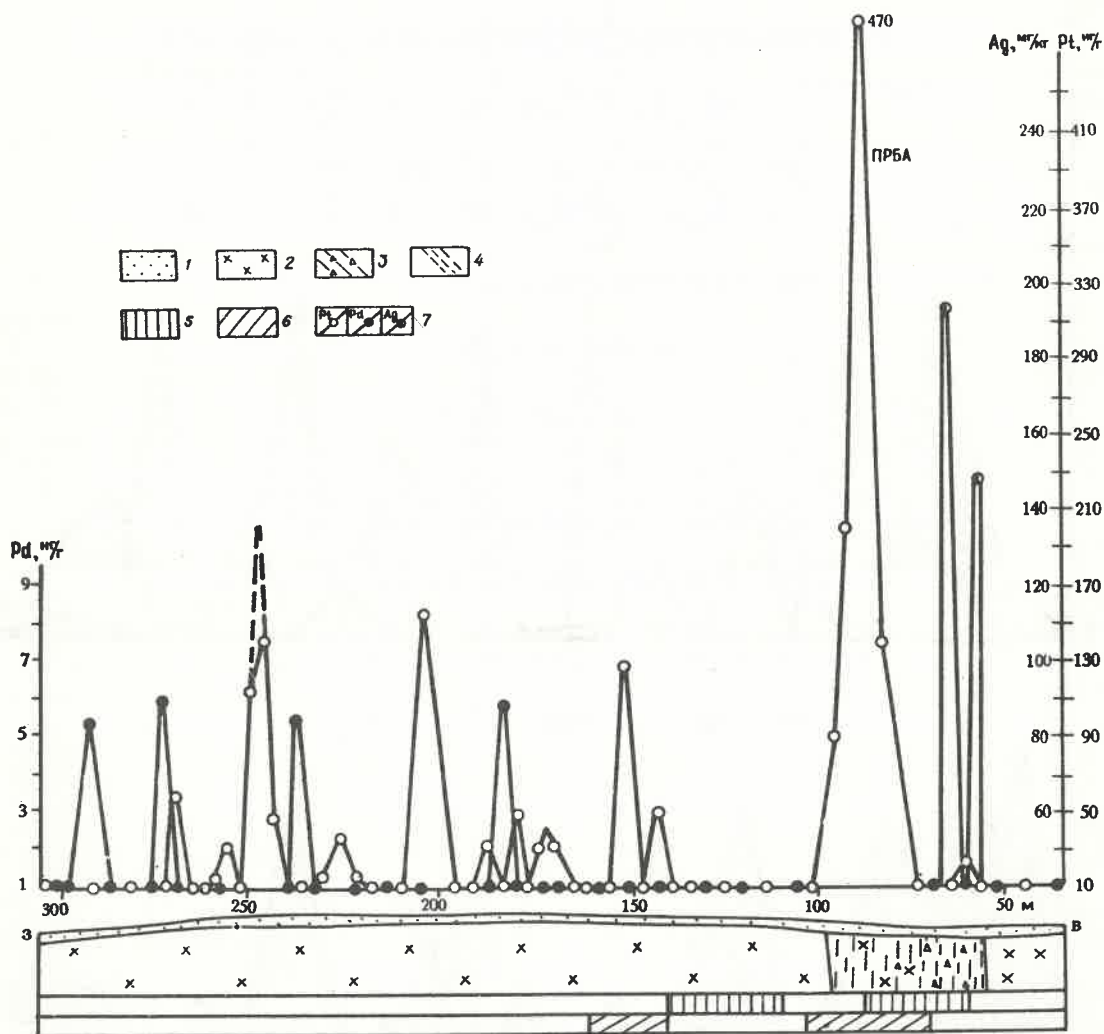


Рис. 2. Результаты биогеохимических, геофизических и геологических исследований на проф. 40 участка ландшафтов южной тайги:

1 — рыхлые четвертичные образования; 2 — средне-, крупнозернистые порфировидные кварцевые сиениты; 3 — зона брекчирования и милонитизации по экстраполяции геологических данных; 4 — зона дробления по геофизическим данным; 5 — зоны минимумов силы тяжести DELTA g; 6 — локальные магнитные аномалии; 7 — высококонтрастные биогеохимические аномалии Pt, Pd, Ag; ПРБА — предполагаемая рудная биогеохимическая аномалия Pt

массиве. Это явление — несовпадение биогеохимических аномалий платины и палладия — установлено также на платиноидном месторождении Хаулэнд Риф в США [12] (рис. 3). То есть несовпадение биогеохимических аномалий различных платиноидов следует считать широко распространенной закономерностью. Эта закономерность обнаружена также в платиноидоносных зонах в коренных горных породах, вскрытых канавами (рис. 4, 5).

Очевидно, что данная геохимическая закономерность требует проверки специальными литогеохимическими исследованиями.

11. Судя по комплексным литобиогеохимическим данным, платиноидная минерализация располагается в тех же структурах, что и сереброносная. Поэтому структурный план участков детальных съемок, построенный с учетом биогеохимических полей серебра, золота, свинца, меди, цинка и натрия, может быть использован и используется для определения простираения выявленных платиноидоносных зон. К основным элементам-индикаторам их в изученных условиях относятся платина и иридий, легко определяемые с помощью эмиссионного спектрохимического анализа проб малых навесок. Для экспрессного выявления и

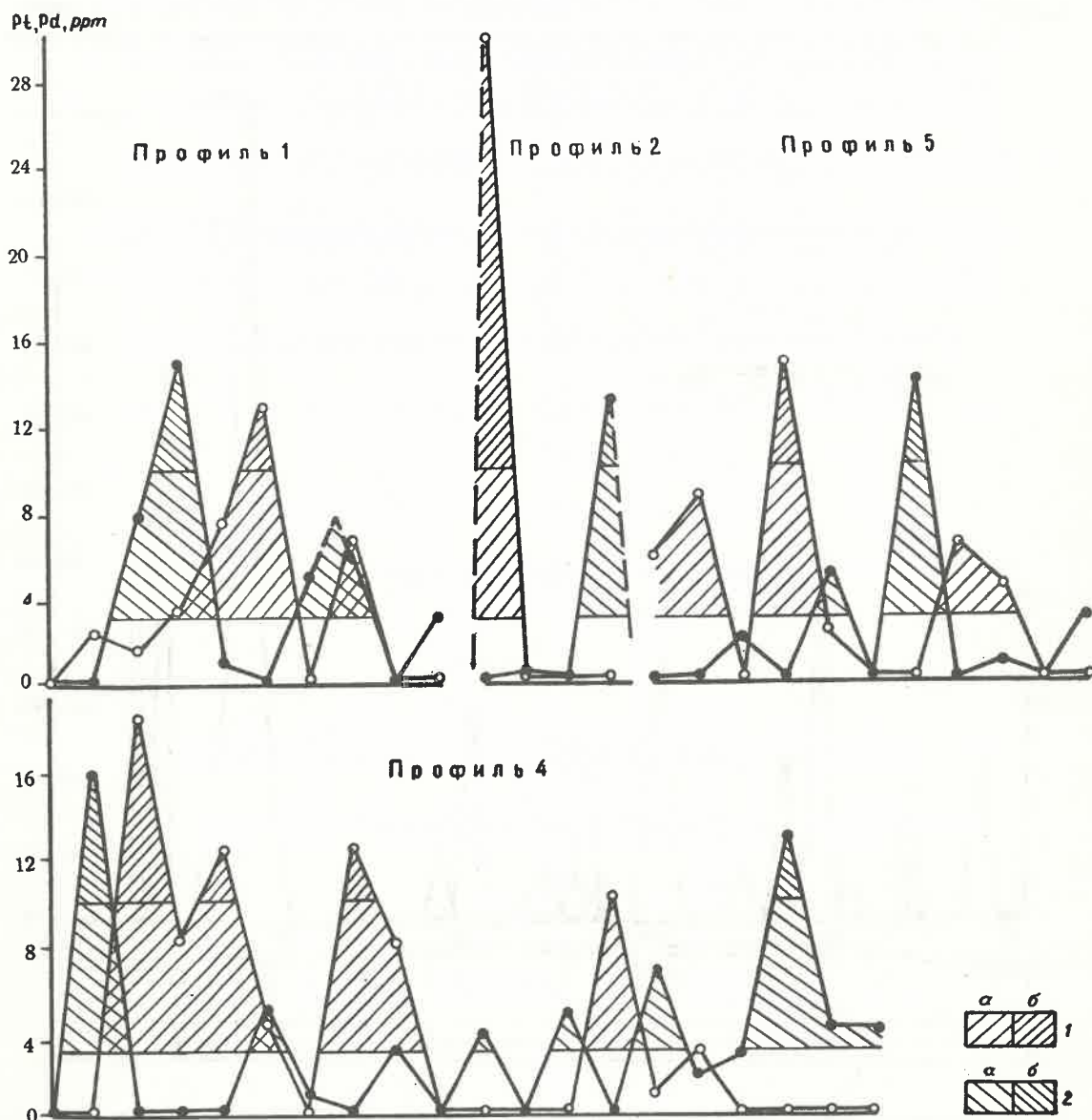


Рис. 3. Распределение Pt и Pd в ветвях псевдотуги на месторождении Хаулэнд Риф в начале августа 1982 г. [12]:

биогеохимические аномалии: 1 — Pt (а — интенсивные, б — высокоинтенсивные), 2 — Pd (а — интенсивные, б — высокоинтенсивные); пределы обнаружения: Pt — 0,002, Pd — 0,4 ppm (мг/т)

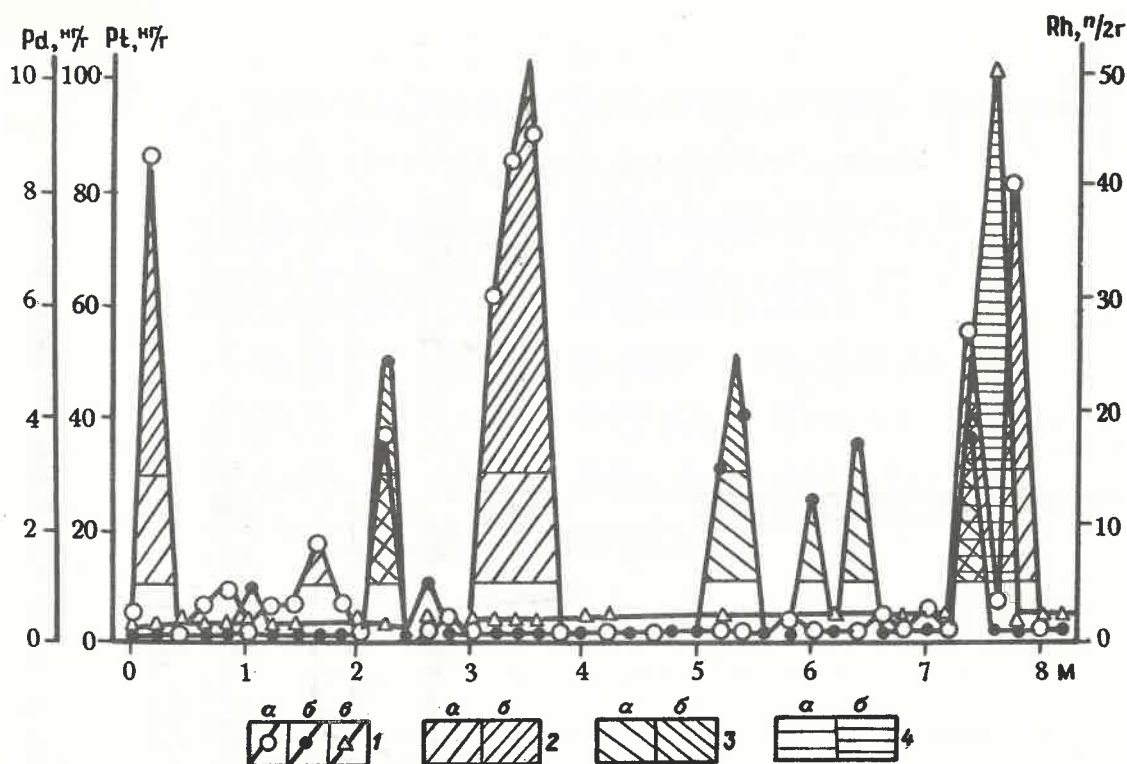


Рис. 4. Распределение Pt, Pd, Rh в полотно канавы 10:

1 — графики распределения платиноидов в борзодовых пробах длиной 20 см из полотна канавы: а — Pt (ПААА), б — Pd (ПААА); в — Rh (СЭСА); элювиальные литогеохимические ореолы: 2 — Pt, 3 — Pd, 4 — Rh (а — среднеконтрастные, КК 10—30, б — высококонтрастные, КК 30—300); пределы обнаружения: Pt — 1 нг/г, Pd — 0,1 нг/г, Rh — 5 частиц в 2 г

оконтуривания свинцовых типов платиноидоносных зон можно использовать свинец, определяемый в корке стволов деревьев, в поисковых маршрутах, в озоленных биогеохимических пробах, а также на месте залегания в канавах и шурфах с помощью высокопроизводительных полевых рентгенорадиометрических анализаторов, например, отечественных типа ПОИСК и ПОИСК-2 и финских типа Х-МЕТ.

В заключение можно отметить следующее.

1. Платина, палладий и, вероятно, другие платиноиды легкоподвижны в верхних горизонтах почв и рыхлого покрова и интенсивно выносятся из них атмосферными осадками. Это установлено в разнообразных природных условиях, включая ландшафты тропических лесов и ландшафты южной тайги Забайкалья (сосняки). Поэтому почвенно-геохимические поиски платиноидов в изученных условиях значительно менее эффективны по сравнению с биогеохимическими.

2. Выявленные в полотне канав локальные платиноидоносные зоны шириной 0,2—7 м с содержаниями платины 100—360 мг/т, палладия 20—60 мг/т фиксируются интенсивными биогеохимическими анома-

лиями шириной 1—10 м с концентрациями платины 100—230 мг/т (нг/г) и палладия 10—30 нг/г в золе безбарьерных биообъектов растений, превышающими местный фон платины < 1 нг/г и палладия < 0,2 нг/г в сотни раз. Максимальная концентрация платины на ее единственной предполагаемой рудной биогеохимической аномалии 470 нг/г.

3. Содержания платины в пробах золы растений массой 2—10 г воспроизводятся значительно лучше, чем в пробах почв, горных пород и руд массой 25—50 г. Это объясняется наличием в последних более крупных частиц платиноидов, чем в растениях. Лучшая воспроизводимость анализов платиноидов в золе растений — одно из преимуществ биогеохимических поисков перед литогеохимическими.

4. Горизонтами питания растений платиноидами в изученных условиях оказались элювио-делювий, элювий и кора выветривания коренных горных пород на глубине 1—3 м. Его местоположение требует уточнения в конкретных условиях. Растительно-породные коэффициенты для платины и палладия близки к единице, хотя предполагались значения, близкие к 0,1. Поэтому платиноиды

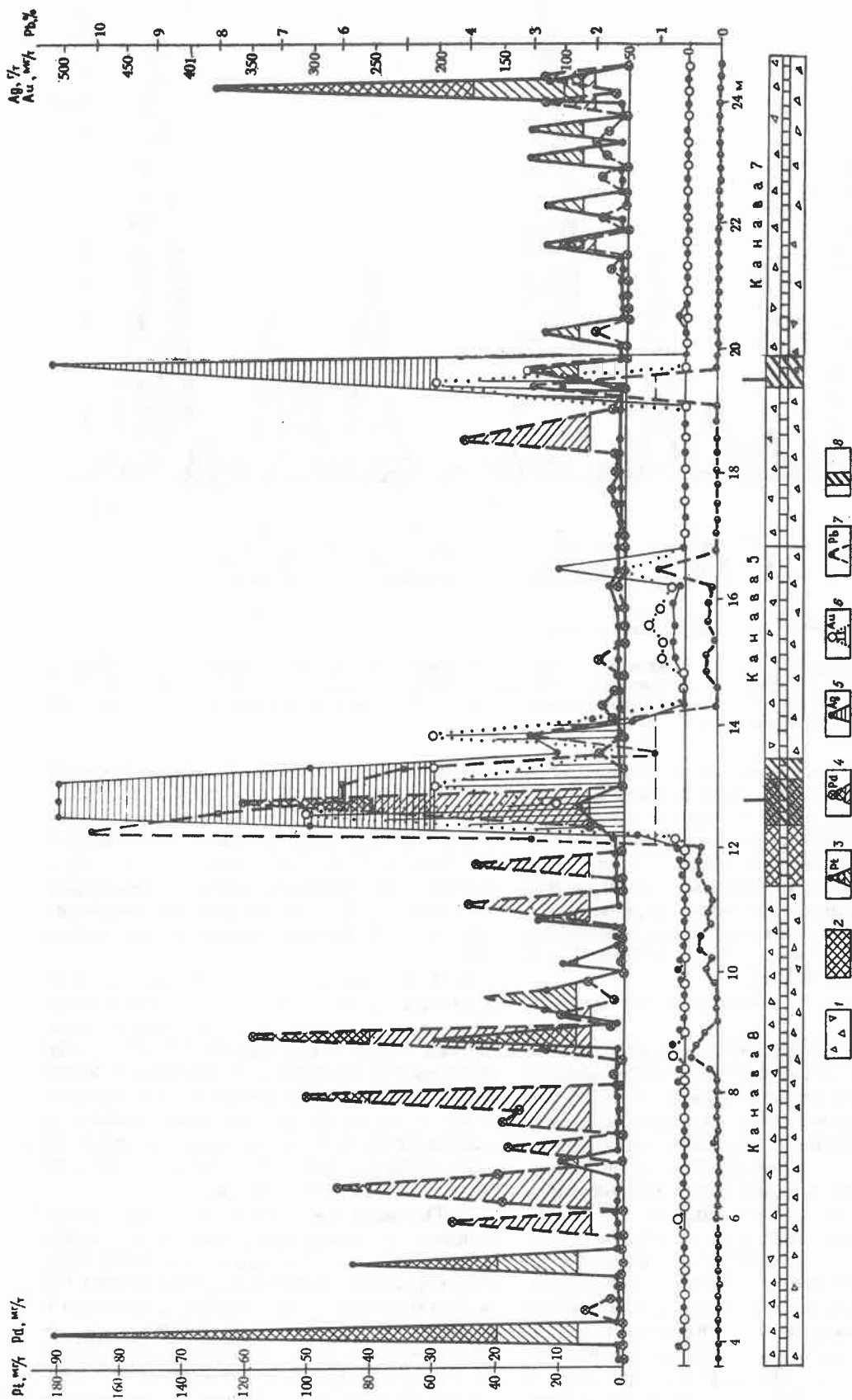


Рис. 5. Распределение Pt, Pd, Ag, Au, Pb в полотно канав 5, 7, 8:

1' — щель кварцевых сиенитов; 2 — диорит; содержания: 3 — Pt, 4 — Pd, 5 — Ag, 6 — Au, 7 — Pb; 8 — рудные тела с содержанием серебра 200—500 г/т

можно отнести к элементам средней интенсивности накопления растениями.

5. Биогеохимические и литогеохимические аномалии платины, палладия, иридия и родия, как правило, находятся вблизи друг от друга, но пространственно разобщены и часто не сопровождаются другими рудными элементами. Они формируют единые платиноидоносные зоны шириной 100—300 м неизвестных ранее генетических типов в сие-нитоидах. Поэтому при поисковых, поисково-оценочных и разведочных работах в рассмотренных геологических условиях с предположительно штокверковой и жильной гидротермальной и плащеобразной гидрогенной платиноидной минерализацией необходимы дорогостоящие одновременные определения всех шести или трех-четырех основных платиноидов. По имеющимся данным, основными платиноидами в изученных условиях являются иридий (вероятно, осмистый иридий), платина и родий.

6. Полученные данные свидетельствуют о перспективности литобиогеохимических поисков платиноидов и необходимости разработки и апробации различных вариантов биогеохимических поисков и разведки их на земной поверхности в различных геологических и ландшафтных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. — Л.: АН СССР, 1933. Кн.5.

2. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические поиски рудных месторождений. — М.: Недра, 1984.
3. *Ковалевский А.Л.* О миграции и накоплении платиноидов в зоне гипергенеза // Рудоносные формации зоны гипергенеза. Л., 1990. С. 71—72.
4. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимия растений. — Новосибирск: Наука, 1991.
5. *Перельман А.И.* Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989.
6. *Bowles J.F.W.* The development of platinum-group minerals in laterites // *Economic Geology*. 1986. Vol. 81. P. 1278—1286.
7. *Bowles J.F.W.* Further studies of the development of platinum-group minerals in the laterites of the Freetown Layered Complex, Sierra Leone // *Geoplatinum-87*. Prichard H.M., Potts P.J., Bowles J.F.M., Gribb S.J. editors. 1988. P. 273—280.
8. *Dunn C.E.* Biogeochemistry as an aid to exploration for gold, platinum and palladium in the Northern forests of Saskatchewan, Canada // *J. Geochem. Expl.* 1986. Vol. 25. № 1. P. 21—40.
9. *Dunn C.E.* Platinum group metals in common plants of northern forests: development of analytical methods, and the application of biogeochemistry to exploration strategies // *J. Geochem. Explor.* 1989. Vol. 32. № 2. P. 211—222.
10. *Kovalevskii A.L.* Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. 2-nd ed. revised and supplemented. — Utrecht, The Netherlands: VNU Science Press. 1987.
11. *Kovalevskii A.L.* Main models of biogeochemical exploration for mineral deposits // *Exploration Geochemistry*, 1990. Prague: Geol. Survey a. Czech. Acad. Sci. 1991. P. 166—172.
12. *Riese W.C., Arp G.K.* Biogeochemical exploration for platinum deposits in the Stillwater Complex, Montana // *Mineral Exploration, Biological System and Organic Matter*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall. 1986. P. 170—182.

Принята редколлегией 26 октября 1992 г.

УДК 553.634.12

© А.В. Коплус, А.К. Гордун, 1993

Формы микрорельефа флюоритоносных полей — фактор локального прогноза и поисков рудных тел

А.В. КОПЛУС, А.К. ГОРДУН (ВИМС)

Общеизвестна роль структурно-геоморфологических исследований при поисках эндогенных месторождений многих полезных ископаемых. Она обусловлена тесной генетической и исторической связью современных морфоструктур с разнотипными геологическими образованиями (магматическими, литологическими, блоковыми, пликативными и др.), которые нередко контролируют на перспективных площадях локализацию рудных концентраций [1, 2]. Накопленный опыт показывает, что специализированное геоморфологическое картирование и целенаправленный анализ рельефа местности могут иметь особое значение при крупномасштабном прогнозировании и поисках

эпитермальных месторождений флюорита, как выходящих на земную поверхность, так и скрытых на глубине. В этой связи представляет интерес рассмотрение данного вопроса, с одной стороны, поскольку он недостаточно освещен в литературе, а с другой — потому что эпитермальное флюоритовое оруденение далеко не всегда уверенно и однозначно фиксируется каким-либо одним поисковым методом.

Флюоритовые месторождения эпитермального типа относятся к наиболее важным промышленным источникам плавленого шпата. Они свойственны вулканическим поясам и рифтовым зонам, где формировались в связи с глыбовой тектоникой и активиза-

цией глубинных разломов. Прямая генетическая связь оруденения с конкретными магматическими образованиями отсутствует. По составу выделяются кварц-флюоритовые, карбонатно-флюоритовые, барит-флюоритовые, сульфидно-флюоритовые и переходные между ними месторождения. В алюмосиликатных породах развиты линзо- и плитообразные, нередко сложные по морфологии жилы выполнения и минерализованные зоны дробления. В карбонатной среде они дополняются седловидными плащами и куполовидными стратиформными метасоматическими залежами. Протяженность жил по простиранию достигает 3 км, по падению — 900 м. Мощность рудных тел колеблется в пределах 1—42 м. Наиболее крупные метасоматические залежи протягиваются в длину на 1200 м, в ширину — на 700 м; мощность их достигает десятков метров. На глубине флюоритоносные тела нередко переходят в существенно кварцевые или кальцитовые жилы. Иногда в них одновременно возрастает роль сульфидов. В размещении проявлений флюорита основная роль принадлежит разрывным нарушениям взбросо- и сбросо-сдвигового типов, претерпевшим неоднократные дорудные перемещения и внутрирудные оживления. Наиболее значительные по размерам и запасам флюорита жилы выполнения и минерализованные зоны дробления характерны для следующих структурных обстановок: сопряжение разломов и оперяющих трещин; перекрывание кулис многоосевых разломов; крупные трещины многократного приоткрывания, выполненные продуктами минерализации нескольких стадий с образованием мощных рудных тел; приоткрывания в результате подвижек участков криволинейных трещин; пересечения сочленения и разветвления крупных трещин; различные структуры экранирования фтороносных растворов; пересечения раствороподводящими трещинами химически активных и благоприятных по физико-механическим свойствам пород; зоны интенсивного брекчирования и сгущения мелкой трещиноватости; зоны частого коробления протяженных линейных сколовых трещин.

Менее проработанные структуры несут мелкие флюоритоносные жилы или апофизы более крупных.

Наиболее значительные стратиформные залежи плавикового шпата находятся в согласных (субсогласных) с напластованием слоистых толщ зонах внутри- и особенно межформационного проскальзывания с брекчированием и отслоениями пород. Структурно ослабленные участки формируются и вдоль поверхности разделов литологических единиц, различающихся компе-

тентностью и пористостью отложений. Такие зоны повышенной проницаемости для фтороносных растворов связаны как с купольными и антиклинальными формами, так и с местными синклинальными деформациями. Вместе с тем, важное значение в распределении оруденения среди слоистых толщ имеют участки пересечения согласных зон брекчирования крутопадающими разломами, наложенными на складчатость.

Алюмосиликатные породы вдоль рудовмещающих нарушений подверглись в процессе гидротермальной деятельности интенсивному окварцеванию, каолинизации, серицитизации, реже незначительной калишпатизации, альбитизации, баритизации, кальцитизации, сульфидизации. Околорудные метасоматиты линейного типа часто включают также серии кварцевых маломощных жил и прожилков с гнездами флюорита. Мощность метасоматических зон достигает 80 м и более. В карбонатной среде околорудные изменения выражены в развитии процессов перекристаллизации, окварцевания, флюоритизации и меньше доломитизации пород, иногда с появлением новообразований пирита, галенита, калькопирита, сфалерита и других рудных минералов.

Вместе с тем, местоположение проявлений флюоритового оруденения связано с различными по размерам, амплитуде и знаку формами микрорельефа, условия возникновения и характер которых во многом определяются структурами локализации и степенью развития конкретных рудометасоматических образований.

Основные типы «рудолокализирующих» форм микрорельефа местности. Все морфологические формы земной поверхности участков развития флюоритового оруденения подразделяются на две категории — положительные и отрицательные.

Положительные формы. Более характерна приуроченность плавиковошпатовых жил и залежей к положительным формам рельефа, что, как правило, определяется связью оруденения с взбросо-сдвиговым нарушением, сопровождающимся мощными зонами окварцевания. Последние в значительной степени обуславливают образование положительных форм микрорельефа местности; этому в определенной мере способствует и развитие фторметасоматитов, широкие ореолы которых окаймляют крупные флюоритовые тела в химически активных по составу толщах. Выделившиеся из рудообразующих растворов минералы, особенно кварц и флюорит, залечивают и тем самым укрепляют раздробленные породы. В центральных частях минерализованных зон дробления возникают сложенные преимущественно кварцем и

флюоритом «спаянные» новообразования. Будучи устойчивыми к процессам гипергенеза и денудации, они приводят к появлению локальных выступов в рельефе местности.

В большинстве случаев плавиковошпатовые жилы, метасоматические залежи и флюоритоносные минерализованные зоны приурочены к вытянутым на несколько сотен метров — первые километры, положительным формам микро- и мезорельефа шириной 50—600 м и относительным превышением 50—80 м. Подобные рудоперспективные («флюоритолокализирующие») морфоструктуры, как правило, наложены на более значительные по размерам морфологические элементы рудных полей, обусловленные влиянием региональных факторов рельефообразования.

Разнообразие локальных форм строения поверхности и различия в степени их проявленности, зависящие от положения флюоритоносных тел в рельефе показаны на рис. 1. Иногда неодинаковые по конфигурации «рудолокализирующие» возвышенности наблюдаются в пределах единого флюоритоносного поля. Вместе с тем известны и противоположные примеры: на одном из рудных полей в междуречьи рек Аргуни и Урулунгуй (Восточное Забайкалье) почти все флюоритоносные тела, залегающие среди гранитоидов, приурочены к краевым или осевым частям незначительных возвышенностей (относительные превышения — несколько десятков метров) шириной 200—500 м и длиной 700—2000 м. В формировании подобных возвышенностей, по-видимому, немаловажную роль сыграли и сами рудные тела, в значительной степени сцементированные и отороченные кварцевым материалом, явившиеся своеобразными «бронирующими» элементами, замедлявшими развитие склоновых денудационных процессов.

Незначительная активность процессов эрозии нередко приводит к появлению ступенчатого рельефа, сопровождающегося сравнительно узкими зонами повышенных уклонов местности. Подобная картина наблюдается, к примеру на Калангуйском рудном поле, на месторождениях Урулунгуйском и Семилетнем в Забайкалье (см. рис. 1; V, VI, VII). Бронирующая роль рудных объектов может выражаться в образовании выступов (см. рис. 1; II), бровок и локальных гребнеобразных форм рельефа (III, IV, VIII, XII). Относительные высоты гребней достигают нескольких десятков метров, но чаще они составляют 1—10 м; ширина их 50—150 м (см. рис. 1; XIII, XIV). Многие рудные тела приурочены к границам поднятых блоков, где они сопряжены с до-

статочно мощными зонами дробления (см. рис. 1; VI, XV) и участками интенсивного окварцевания пород (V). Размеры «флюоритлокализирующих» микроформ местности позволяют выделять их с помощью топоосновы масштаба 1:25 000 — 1:10 000. На обычно используемых топографических картах с сечением горизонталей 10 м рудные тела и минерализованные зоны проявляются нарушениями плавности изогипс рельефа и в виде узких поднятий на местности. Большее сечение изогипс и их генерализация чаще всего не позволяют фиксировать положение рудных залежей в рисунке рельефа. Исключение составляют значительные по размерам стратиформные флюоритовые залежи, приуроченные к широким антиклинальным и купольным постройкам в карбонатных отложениях (см. рис. 1; X, XVI), а также достаточно крупные участки и выходы интенсивно флюоритизированных пород. Объекты такого типа выражаются в рельефе обычно в виде широких плавных возвышенностей, вытянутых в направлении флюоритоносных структур (гряды в районе месторождения Амдерма, Пай-Хой и др.). Относительные превышения гряд могут достигать нескольких десятков метров при ширине 100—600 м. Примечательно, что крупные метасоматические залежи плавикового шпата достаточно контрастно фиксируются в рельефе даже в районах интенсивного физико-химического выветривания пород.

Так, в условиях латеритообразования рудные залежи месторождений Кимварер и Чоф в Кении проявляются на топооснове с сечением изогипс 10 м в виде достаточно отчетливых гребней и возвышенностей шириной 40—100 м и более [4]. Метасоматические плавиковошпатовые залежи иногда находят отражение в рельефе, даже если они перекрыты рыхлыми отложениями небольшой мощности (см. рис. 1; XVII). В случае глубокозалегающих скрытых стратиформных флюоритовых тел в рельефе могут отразиться наиболее приближенные к земной поверхности их части, что обуславливается противоэрозионным эффектом, который присущ надрудным терригенным толщам, претерпевшим синрудное окварцевание. Подобное проявление в микрорельефе местности характерно для месторождения Таскайна Южный (Казахстан), куполообразное флюоритоносное тело которого залегает на глубинах порядка 40—200 м (см. рис. 1, IX). Мощные оторочки из сцементированных гидротермальным кварцем надрудных песчаников и гравелитов, препарированных эрозионным срезом, проявились на дневной поверхности этого и других расположенных поблизости аналогичных месторождений Таскайнарского рудного поля в виде плав-

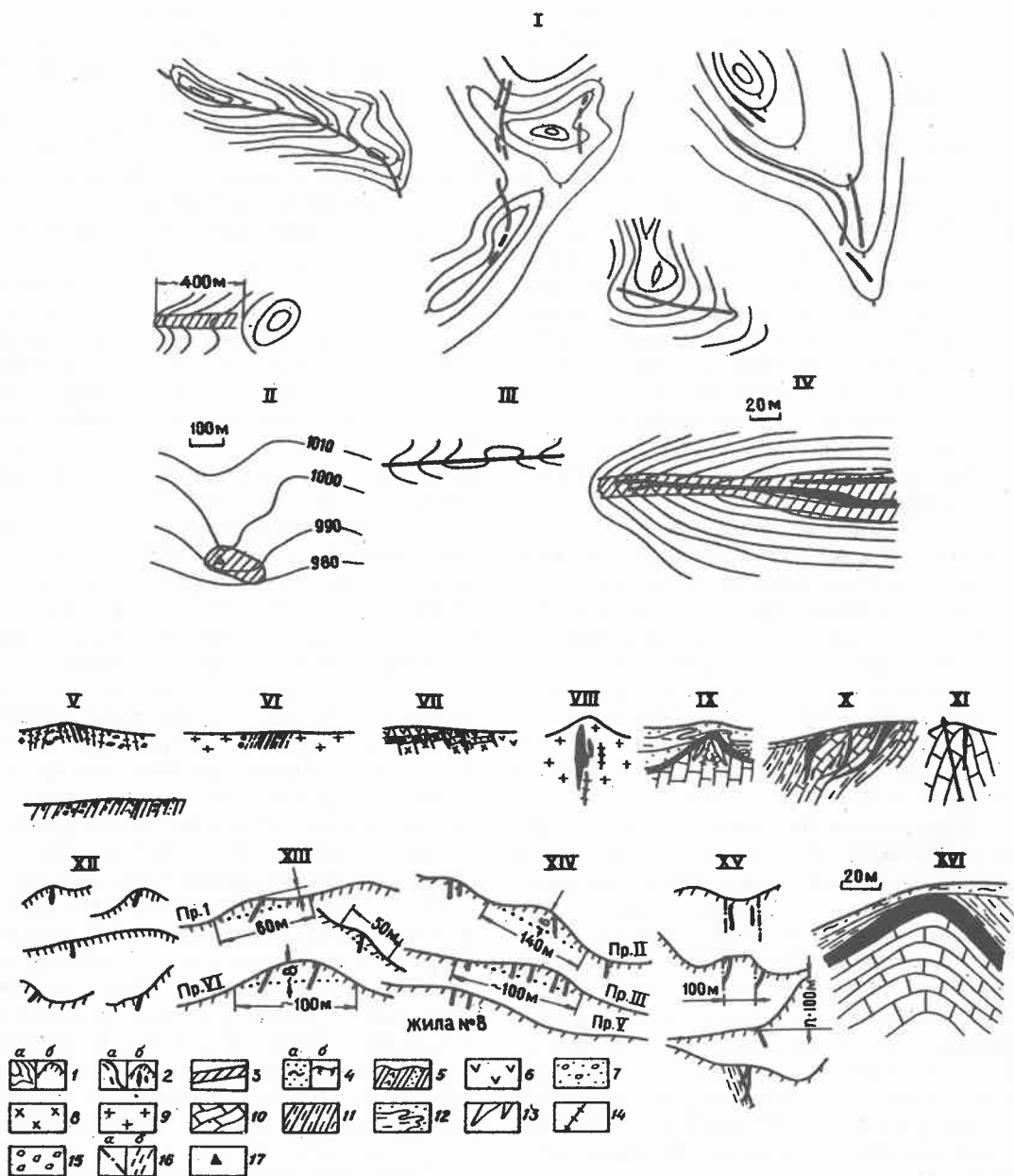


Рис. 1. Положение плавиковошпатовых рудных тел в микрорельефе местности (I—IV — в плане и V—XVI — в разрезе). Составлено с учетом материалов геологических организаций бывшего СССР и Н.С. Лавровича:

1 — изогипсы рельефа (а — в плане, б — в разрезе); 2 — флюоритовые жилы (а — в плане, б — в разрезе); 3 — флюоритонесные метасоматиты; 4 — делювиальные образования (а) и почвенно-растительный слой (б); 5 — алевролит-сланцевая толща с прослоями песчаников и инъекциями порфиров; 6 — андезитовые порфиры; 7 — песчаники, конгломераты; 8 — диориты, гранодиориты; 9 — граниты; 10 — известняки; 11 — сланцы; 12 — песчаники и гравелиты с аргилито-алевролитовыми прослоями; 13 — кальцитовые жилы; 14 — кварцевые жилы; 15 — окварцованные породы; 16 — тектонические нарушения (а) и зоны дробления (б); 17 — плавиковошпатовые рудопоявления; I — Ново-Уртуйское рудное поле (сечение изогипс 10 м); II — Закутанское рудопоявление; III — месторождение Агата-Чибаргата; IV — выраженный в рельефе кварц-флюоритовый объект (сечение изогипс 2 м); V, XII — Калангуйское рудное поле; месторождения: VI — Урулунгуйское, VII — Семилетнее, VIII — Кандара, IX — Таскайнар Южный, X — Степное, XI — Гарсунуйское (Начирский участок), XIII — Ара-Ташир; XIV — Барун-Ула, XV — Агата-Чибаргата, Кандара, XVI — проявленность в рельефе стратиформной метасоматической плавиковошпатовой залежи

ных повышений рельефа с относительными высотами в несколько десятков метров при ширине их порядка 200 м.

В ряде случаев совмещение положитель-

ных форм микрорельефа с оруденением обусловлено приуроченностью плавиковошпатовых залежей к антиклинальным складкам в карбонатных породах (см. рис. 1; XI,

XVII), которым чаще всего соответствуют «прямые» морфоструктуры.

Строение линейных возвышенностей, отвечающих флюоритоносным объектам, а также неравномерность распределения мощностей рудных тел и содержаний в них кварцевого и плавиковошпатового компонентов приводят к изменчивости микро рельефа минерализованных участков. Особенно резко такие флуктуации микро рельефа прослеживаются вдоль выходов на земную поверхность флюоритовых жил (т.е. по направлению l) и проявляются в аномалиях

уклонов местности: $H'(l) = \frac{\Delta H}{\Delta l}$, где функ-

ция $H'(l)$ описывает изменение высот местности (H) по простираанию рудных тел. Характер таких изменений может меняться, однако повышенная интенсивность их флуктуации всегда сохраняется независимо от расположения месторождения. Устойчивость рассматриваемого признака подтверждается его отчетливой проявленностью на флюоритоворудных объектах Забайкалья, Средней Азии, Казахстана и др. Как показала детализация наблюдений на месторождениях Усугли в Забайкалье (рис. 2, а) и Наугарзан в Таджикистане (б), наиболее интенсивные аномалии зачастую обусловлены наличием в флюоритоносных телах морфологических «рудных столбов», т.е. интервалов резкого возрастания мощности плавиковошпатовых тел. Специфическими аномалиями уклонов земной поверхности отмечаются, кроме того, границы оруденелой части рудомещающих структур. Инструментальное изучение уклонов местности вдоль выявленных флюоритовых жил следует использовать для рационального размещения наземных горных выработок и разведочных скважин. Шаг съемки уклонов местности при этом должен быть достаточно детальным, порядка 5—20 м.

Подчеркнем, что флюоритовые жилы, залежи и рудоносные залеченные трещинные зоны получают четкую морфологическую выраженность в степных и лесостепных ландшафтах. В таежных и гольцовых условиях изучение возможно лишь при детальной инструментальной съемке уклонов земной поверхности и при исключении известными способами «региональной» составляющей уклонов, соответствующей мезо- и макрорельефу местности.

Отрицательные формы. В природе случаи связи проявлений плавикового шпата с отрицательными формами рельефа встречаются, вероятно, нередко, т.к. локализация рудных тел часто обусловлена сбросовой тектоникой или долгоживущими разломами, вдоль которых происходит ускоренное выветривание раз-

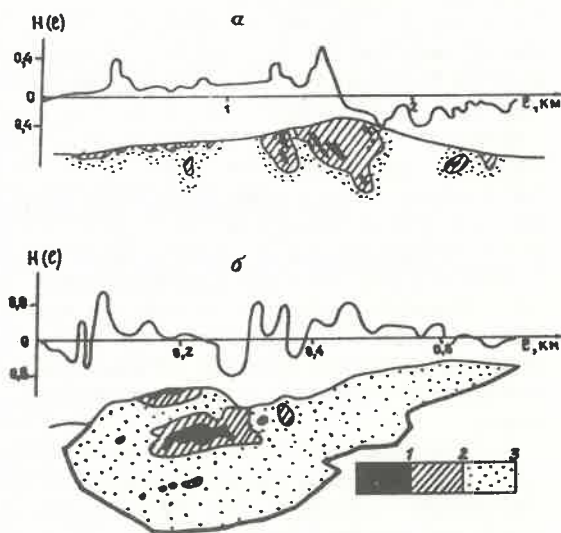


Рис. 2. Влияние морфологических рудных столбов на изменения уклонов местности вдоль флюоритовых жил:

а — жила Главная кварц-флюоритового месторождения Усугли, Забайкалье; мощности жилы, м: 1 — более 3; 2 — 0,8—3; 3 — менее 0,8. б — жила Основная кварц-барит-сульфидно-флюоритового месторождения Наугарзан, Таджикистан; мощности жил, м: 1 — более 35; 2 — 35—25; 3 — менее 25

дробленных пород. Более активное выветривание наблюдается в мелкозернистых разностях гранитоидов, в породах зон повышенной трещиноватости, а также в местах переувлажнения весной и осенью. Усилению физического выветривания и размыва способствует горный рельеф, отражающий тектоническую подвижность территории. Рудоносные отрицательные структуры отражаются в микро рельефе в виде ложбин, промоин, деллей, седловидных понижений на водоразделах и вогнутых перегибов местности. Отмечается приуроченность отдельных плавиковошпатовых залежей к вогнутым формам рельефа флюоритоносных полей, в частности, грабенообразного вида (см. рис. 1; XII, XIV, XV), а также к частично денудированным зонам дробления, особенно если они были активизированы в пострудное время. Сближенные рудные тела и отдельные залежи в мощных зонах дробления и гидротермальной аргиллизации пород шириной 10 м и более выражаются, кроме того, в виде серии западин. Характерны также пологие ступени на склонах. Широкие ложбины и промоины связаны, как правило, с крупными «пустыми» тектоническими зонами. Участки гидротермального изменения пород, сопровождающие флюоритовое оруденение, обычно представлены малоамплитудными отрицательными формами микро рельефа небольшой ширины. Малые формы рельефа могут в значительной степени сгла-

живаться и вуалироваться открытыми и закрытыми оплывными склоновыми процессами (солифлюкция, дефлюкция). В результате их действия мощность рыхлых отложений иногда увеличивается до 5—6 м, что характерно для седловин, ступенеобразных перегибов наклонных поверхностей и отрицательных форм микрорельефа на выходах на земную поверхность зон повышенной трещиноватости и гидротермальной проработки (сульфидизации, аргидлизации и др.). Влияние склоновых процессов на отдельных участках выражается быстрым изменением состава рыхлых отложений, от глыбово-щебенистого до глинисто-суглинистого.

Геоморфологическое картирование масштаба 1:10 000 ряда флюоритоносных полей Забайкалья показало, что отрицательными формами микрорельефа отмечается около 30% всех известных рудных зон. Для повышения эффективности локального прогноза и поисков плавиковошпатового сырья в необходимых случаях следует использовать детальное изучение особенностей земной поверхности рудоперспективных участков, а при повышенной мощности наносов — привлекать методы картирования погребенного рельефа (микросейсмику, электропрофилирование методами СДВ-радиокип и др.).

Совершенствование методики изучения форм рельефа, перспективных на обнаружение плавиковошпатового оруденения. Относительно небольшие вертикальные размеры форм микрорельефа, обусловленного наличием плавиковошпатовых жил и рудно-метасоматических залежей, вызывают трудности в их выделении и трассировании на фоне расчлененного рельефа окружающей местности. Сказывается также скрадывающий эффект, вызванный растительностью. В этих условиях проявляется несовершенство качественных способов геоморфологического картирования, основанных на анализе недостаточно детальных топографических карт и аэрофотоснимков с последующим визуальным прослеживанием выделенных объектов на местности. Становится все более очевидной необходимость привлечения высокоточных количественных способов изучения и описания микрорельефа земной поверхности.

Наиболее приемлемым представляется изучение не самой гипсометрической поверхности или профиля высот (H) местности, а уклонов рельефа по исследуемому направлению (x), т.е. производной $\frac{dH}{dx}$ или

ее приближения $\frac{\Delta H}{\Delta X}$. Использование этой характеристики рельефа позволяет повы-

сить эффективность изучения поверхности рудоносной площади. Формы микрорельефа на графиках уклонов местности обычно выражены четкими аномалиями «градиентного типа» на фоне постоянной или плавно меняющейся составляющей параметра $\frac{\Delta H}{\Delta X}$,

отражающей влияние геоморфологических аномалий более регионального плана. При необходимости, эту «региональную» часть на графиках $\frac{\Delta H}{\Delta X}$ сравнительно просто выделить и учесть, используя визуальное сглаживание или способ «скользящего» среднего. Плавиковошпатовые тела обычно тяготеют к участкам резкого изменения $H'(x)$ или смены их знака. Иногда на них наблюдаются своеобразные площади малых градиентов $H'(x)$, обусловленные влиянием самого флюоритового объекта.

В полевых условиях измеряется не производная, а значения ΔH при постоянной базе ΔX , которое в зависимости от масштаба съемки и размеров форм микрорельефа может изменяться в пределах 5—50 м. Затем вычисляется отношение $\frac{\Delta H}{\Delta X}$. Превышения

ΔH возможно измерять гидростатическими нивелирами и микробаронивелирами типа МБНП или ОМБ, известными в геофизической практике [5]. Эти приборы обладают достаточно высокими точностью, производительностью и надежностью при работе на резко пересеченной местности, в т.ч. и в горно-таежных районах. Использование их для измерения относительных превышений на небольшой базе ΔX позволяет свести к минимуму погрешности определений. Как показывает опыт, наблюдения с помощью микробаронивелиров МБНП по методике «скачущей станции» обеспечивают при расстояниях между рабочими приборами 20—50 м точность съемки уклонов порядка 0,01—0,004. Применение гидронивелиров типа ДСН-Д1 повышает точность измерений более чем в 10 раз.

Изучение уклонов местности с помощью микробаронивелиров МБНП по методике «скачущей станции» опробовано нами в горно-таежных условиях при поисково-оценочных работах на рудных участках, для которых характерны значительные перепады высот и пыльная, «скрадывающая» микрорельеф растительность (Сихотэ-Алинь). Шаг съемки уклонов (база ΔX) в зависимости от масштаба работ составил 10 и 25 м. Исключение «региональной» компоненты на графиках $\frac{\Delta H}{\Delta X}$ позволило выделить формы микрорельефа рудного поля шириной от 100 до 400 м, к которым часто уже были при-

урочены рудные тела и рудовмещающие метасоматиты.

При значительной роли процессов окварцевания рудные зоны сопровождаются положительными формами микрорельефа шириной 200—400 м и относительной высотой до 45 м. Основная рудная зона сопровождается «просадкой» в рельефе по зоне трещиноватости шириной 100—200 м с вертикальной амплитудой порядка 2—12 м, что обусловлено усилением явлений гипергенеза и эрозии в связи с окислением сульфидной минерализации. Рудные объекты сопровождаются также локальными понижениями уровня статистического параметра J , который описывает «изменчивость» уклонов местности по направлению профиля измерений (X).

Изложенные материалы позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Полям развития флюоритового эпитермального оруденения свойственны локальные формы рельефа местности, как положительные, так и отрицательные, с которыми нередко связано местоположение плавиковошпатовых жил, залежей и минерализованных зон дробления.

2. По размерам «рудоносные» формы мезо- и микрорельефа значительно превышают флюоритоносные тела, и им необходимо уделять должное внимание при поисках и локальном прогнозе месторождений плавикового шпата.

3. Рассматриваемые геоморфологические элементы строения флюоритоносных полей четко проявляются в характерных аномалиях уклонов местности $\frac{\Delta H}{\Delta X}$. Для их измерения применимы общепринятые в геофизике дифференциальные способы определения высот точек наблюдения с помощью микробаронивелиров и гидростатических нивелиров — это позволяет использовать геоморфологическую информацию на количественном уровне с разделением региональной и локальной составляющей поля $\frac{\Delta H}{\Delta X}$.

4. Вся совокупность форм связи между микрорельефом местности и рудными объектами в первом приближении может быть сведена к немногим таковым (модельным) обстановкам. Вместе с соответствующими графиками $H'(x)$ и примерными параметрами аномалий уклонов местности они систематизированы на рис. 3 (позиции а—з). Горизонтальные размеры соответствующих жильным рудным телам выпуклых форм рельефа составляют 50—150 м, а стратиформных метасоматических залежей — 100—600 м. Всем выпуклым формам микрорельефа обычно свойственно резкое изменение уклонов с характерной площадкой малых градиентов, отражающих «бронирую-

щий» эффект околорудных зон интенсивного окварцевания. Исключение составляют случаи, когда влияние этого эффекта вуализируется сглаживающим действием рыхлых образований.

5. Изучение уклонов местности целесообразно проводить при работах масштабов 1:25 000—1:10 000 (шаг наблюдений 20—50 м) в комплексе с геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями. На этапе выделения перспективных участков и их прогнозной оценки возможно использование

значений $\frac{\Delta H}{\Delta X}$ и обобщенных характеристик площадей изучения в виде статистических параметров графиков $\frac{\Delta H}{\Delta X}$. При более детальных исследованиях (шаг 5—20 м) аномалии $\frac{\Delta H}{\Delta X}$ могут учитываться при непосредственном выделении флюоритовых тел и минерализованных зон.

6. Наилучшими условиями для применения в прогнозно-поисковых целях анализа уклонов рельефа обладают флюоритовые поля, расположенные в зонах педиплёна и на местности с холмисто-грядовым релье-

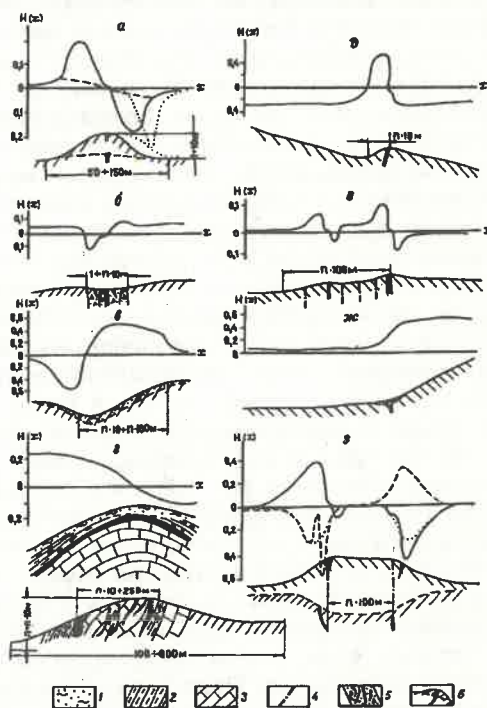


Рис. 3. Основные модели форм проявления флюоритоносных объектов в микрорельефе земной поверхности и аномалий уклонов местности $H'(x)$ над выходами рудных тел:

1 — делювиальные отложения; 2 — сланцы; 3 — карбонатные породы; 4 — тектонические нарушения; 5 — оплавленные зоны дробления; 6 — флюоритовые тела

фом, которые формируются при частичной компенсации эндогенных рельефообразующих процессов экзогенными, т.е. в условиях денудационных поверхностей выравнивания [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. — М.: Наука, 1981.
2. Зорина В.С.: Применение структурно-геоморфологического анализа к изучению мезокайнозойской блоковой тектоники // Методы геоморфологических исследований. — Новосибирск: Наука, 1967. С. 63—68.
3. Кашименская О.В. Поверхности выравнивания как часть горной геоморфологической системы // Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 2. — М.: Наука, 1976. С. 88—89.
4. Неамбок И.О., Гасири С. Геология месторождений флюорита в Керио-Валли, Кения // Экономическая геология. 1975. Vol. 70.
5. Прихода А.Г., Миникес Р.Э., Лисицкий Д.В. Барометрическое нивелирование при детальном гравиметрических съемках. — Новосибирск: Наука, 1971.

Принята редколлегией 26 апреля 1993 г.

УДК 553.676.2

© И.В.Егорова, 1993

Факторы, контролирующие хризотил-асбестонность ультрамафитов

И.В. ЕГОРОВА (МГРИ)

Возникновение месторождений хризотил-асбеста определяется сочетанием ряда факторов, обеспечивающих благоприятные условия для накопления полезного компонента. К ним относятся геотектонические обстановки и отвечающие им геологические формации, наличие энергетического и вещественного обеспечения рудонакопления, структурно-тектоническая подготовленность геологической среды, благоприятный химический и минеральный состав вмещающих пород, оптимальный уровень метаморфических и (или) вторичных метасоматических процессов, наличие вмещений полезного компонента и ряд других факторов.

Для каждого типа месторождений существует свой, необходимый и достаточный набор факторов, выпадение любого из которых приводит к тому, что скопления полезных ископаемых не возникают, а вещество не только не накапливается, но рассеивается. Важнейшая задача прогнозирования — установление таких факторов, что позволяет разработать критерии поисков концентраций полезного ископаемого любого типа. А это невозможно без создания модели генезиса месторождения, которая бы непротиворечиво увязывала максимальное число известных данных для соответствующего типа месторождений. Проверкой правильности принятой модели служит подтверждаемость прогноза.

Многолетнее изучение хризотил-асбестовых месторождений предоставляет в наше распоряжение огромный объем информации, позволяющей распознавать закономерности их возникновения и размещения как на региональном, так и на локальном уровнях. Наиболее существенными в этом аспек-

те представляются работы В.Р.Артемова, К.К.Золоева, Д.С.Штейнберга и И.С.Чашукина, А.С.Варлакова, а особенно плодотворными в теоретическом плане оказались работы О.З.Алиевой [1, 2, 3], которой разработана модель формирования месторождений хризотил-асбеста, позволившая объяснить целый ряд важнейших черт строения и размещения рудных тел и сформулировать критерии прогноза месторождений хризотил-асбеста, определяемые факторами различного порядка.

Факторы, контролирующие оруденение, и соответствующие им критерии прогноза, подразделяются на три группы: региональные, крупномасштабные и локальные [13]. Первые определяют положение в региональной структуре рудных полей, в нашем случае массивов, перспективных на асбестонность, вторые определяют положение рудных тел в рудном поле, третьи — размещение руд различного состава внутри рудных тел.

Автором рассмотрены главным образом факторы двух уровней — крупномасштабного и локального. Необходимо подчеркнуть, что факторы разного уровня не представляют собой самостоятельные, строго разграниченные группы, а обнаруживают отчетливую закономерную взаимосвязь. Некоторые из них «работают» одновременно на двух, а то и на трех уровнях, кроме того, на каждом уровне обнаруживается взаимозависимость факторов, позволяющая выстроить их в своего рода иерархический ряд, в котором факторы более высокого ранга определяют область действия факторов более низкого ранга.

На уровне крупномасштабного прогнози-

рования хризотил-асбестовых месторождений наиболее существенными представляются следующие факторы: формационной принадлежности (формационный); степени серпентинизации ультрамафитов (метаморфический); структурного контроля асбестоносных залежей (структурный).

На уровне локального прогнозирования выделяются факторы: химического состава пород (химический); полноты проявления серпентинизации (метаморфический); минерального состава серпентинитов (минеральный); интенсивности трещиноватости (структурный).

Как видно из этого перечисления, по крайней мере, два фактора — метаморфический и структурный — проявляются на двух уровнях, кроме того, химический состав первичных пород ультраосновных массивов является функцией формационного фактора уровня крупномасштабного прогнозирования.

I. Уровень крупномасштабного прогнозирования. *Фактор формационной принадлежности массивов (формационный).* Приуроченность всех без исключения месторождений хризотил-асбеста к ультраосновным массивам определенного формационного типа, а именно, дунит-гарцбургитовой альпинотипной формации (габбро-перидотитовой по [11], перидотитовой по [9], гарцбургитовой по [8]) — факт, установленный давно и не вызывающий сомнений. Дунит-гарцбургитовая формация, рассматриваемая как мантийный рестит и представляющая собой низы офиолитовых серий, залегает в виде тектонических блоков в зонах глубинных разломов, как правило, на стыке положительных и отрицательных структур. Эта ассоциация пород описана для Урала, Алтая-Саянской складчатой области — регионов, в которых размещаются практически все значимые месторождения страны, а также Восточного Казахстана, Кавказа и др.

Фактор формационного контроля принадлежит, как уже было сказано, к факторам многоуровневого действия, проявляющимся как на высшем, региональном, так и на уровне крупномасштабного прогнозирования: хризотил-асбестоносность возникает только в высокомагнезиальных гарцбургитах соответствующего минерального состава, характерных именно для этой формации, и только в случае существенного преобладания гарцбургитовой составляющей над дунитовой. Причина этого — «асбестовое» соотношение окиси магния и кремнекислоты, главных порообразующих окислов в гарцбургитах, равное 1,57; 1,60; 1,64 [11, 21], иначе говоря, соответствие химического состава гарцбургитов и формирую-

щегося при их серпентинизации хризотил-асбеста. Необходимым условием является также малая доля габбро в массиве, что интерпретируется [1] как сдирание слоя габбро с ультрамафитового базального горизонта офиолитов. На низшем — локальном — уровне действие фактора проявляется в зависимости формы залежей и локализации руд различного качества от первичного состава пород.

Фактор структурного контроля асбестоносных залежей (структурный). Массивы, содержащие промышленную асбестоносность, по тектонической проработке разбиваются на две группы [22]: крупные, интенсивно нарушенные и имеющие блоковое строение (Баженовский, Джетыгаринский, Иджимский), либо небольшие, слабо нарушенные блоки ультрамафитов, залегающие среди зеленосланцевых толщ (Актон-ракский, Молодежный), которые рассматриваются [1, 2, 3] как блоки, полностью вычлененные из материнских массивов и выведенные за счет протрузивного «проскальзывания» в верхние горизонты офиолитовых серий.

Характерно, что в крупных массивах промышленная асбестоносность размещается в блоках, отдельных от основного массива разрывными нарушениями, как правило, крутого падения (рисунок), что обеспечивает блокам повышенную подвижность [16, стр. 127]. Протрудирование таких блоков в условиях смены палеонапряжений [2] в более высокие горизонты земной коры в водонасыщенные зеленосланцевые толщи обеспечивает приращение объема и возможность для приоткрывания трещин и, как следствие — возникновение декомпрессии, проникновение по трещинам асбестообразующих растворов и формирование хризотил-асбеста. В зависимости от амплитуды протрудирования блоки либо полностью вычленяются из материнских интрузивов, в результате чего образуются массивы второго типа, либо при незначительной амплитуде перемещения, возникают массивы первого типа — подвижные блоки в пределах крупных интрузивных тел.

С амплитудой перемещения, кроме того, связаны масштаб оруденения и качество руд, а она, в свою очередь, косвенно зависит от размеров протрудимого блока. Наиболее качественное асбестовое волокно — на Молодежном месторождении, размещающемся в небольшом (0,5 км²) блоке, залегающем среди зеленосланцевых толщ, типичном для массивов второго типа. Приращение объема и амплитуда перемещения были в этом случае особенно велики, что обеспечило возникновение мощных (до нескольких десятков сантиметров) зияющих трещин,

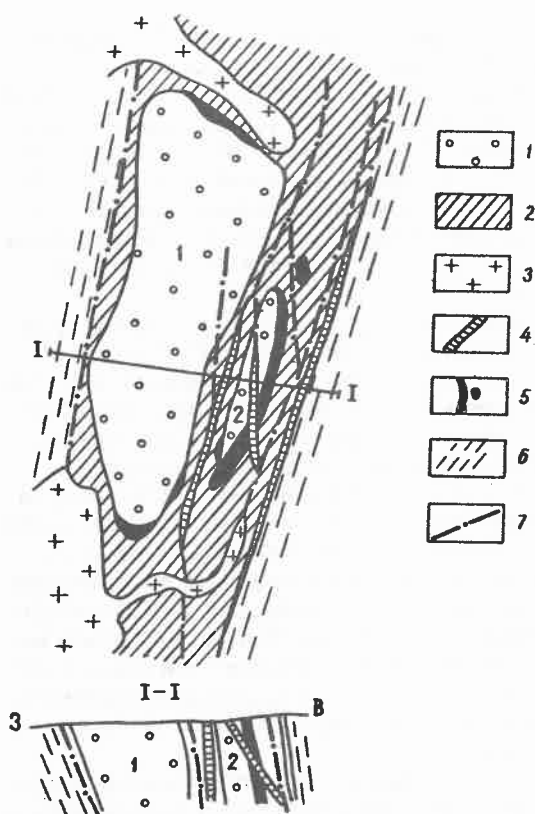


Схема геологического строения и разрез по линии I-I южной части Джетыгаринского месторождения, по В.Р.Артемову, 1967:

1 — слабо серпентинизированные ультрамафиты, 2 — серпентиниты различного состава, 3 — гранитоиды, 4 — дайки диоритов, диоритовых порфиров, 5 — асбестоносные породы, 6 — вулканогенно-осадочные породы, 7 — разрывные нарушения; перидотитовые ядра: 1 — Большое, 2 — Малое

заполнявшихся асбестом, благодаря чему месторождение исключительно богато волокном текстильных сортов. Очень близкая картина наблюдается на Актовракском массиве, но больший его размер (1 км²) определил меньшую амплитуду перемещения, зияние трещин не было столь значительным, соответственно волокно более короткое.

Блок повышенной подвижности Джетыгаринского месторождения (30 км²) размещается в массиве, характерном для первого типа. Запасы асбеста здесь очень велики — залежь Основная содержит 85 % запасов второго по масштабу месторождения в России (после Баженовского). В то же время амплитуда перемещения не могла быть значительной, т.к. блок не выведен за пределы материнского массива, в связи с чем приращение объема, и следовательно, зияние трещин было небольшим, до 8—12 мм, редко более, поэтому на месторождении отсутствует длиноволокнистый асбест, преобладают трубные и цементные сорта.

Более сложная ситуация на Баженовском месторождении. Асбестоносный массив представлен серией небольших, до 1 км², редко более [7] блоков, разделенных многочисленными меридиональными и диагональными разломами, каждый из этих блоков обладал повышенной подвижностью. Все они подвергались протрудированию в орогенный этап развития Уральской складчатой области, но амплитуда перемещения была различной, поэтому некоторые залежи содержат исключительно высококачественное волокно (Центральная, Пожарная), но в ряде залежей преобладают трубные сорта. Хотя по морфологии и размерам массив соответствует первому типу, он, в сущности, представляет собой серию одновременно перемещавшихся массивов второго типа. Это месторождение — главный поставщик наиболее дефицитного высококачественного текстильного асбестового волокна.

Таким образом, поисковым критерием крупномасштабного прогнозирования является блоковая, а для поисков высококачественного оруденения — мелкоблоковая (до 1 км²) структура крупных ультрамафитовых массивов, при обязательном наличии блоков повышенной подвижности, отделенных разрывными нарушениями предпочтительно крутого падения. Перспективны также отдельные мелкие блоки ультрамафитов, залегающие среди зеленосланцевых вулканогенно-осадочных толщ.

Фактор степени серпентинизации проявляется как минимум на двух уровнях — крупномасштабного и локального прогнозирования. На уровне крупномасштабного прогнозирования локализация асбестовых залежей контролируется наличием в подвижных блоках среди полностью серпентинизированных пород участков слабо (до 30—90 % серпентинитовых минералов) серпентинизированных гарцбургитов — так называемых перидотитовых ядер, при этом абсолютное большинство залежей располагается на контактах тех и других. Эта зависимость также известна давно [23], но теоретическое обоснование ее впервые приведено для месторождений Сибири О.З.Алиевой [1], а для Джетыгаринского — в работе автора [10].

Причина локализации залежей по периферии перидотитовых ядер состоит в том, что гарцбургиты в процессе их серпентинизации поставляют материал для возникновения хризотил-асбеста в количествах, пропорциональных их содержанию в волокне [1], в то время как их суммарное количество отвечает среднему содержанию асбеста на месторождении. Дальнейшие преобразования серпентинитов происходят изохимически [10]. Следовательно, серпентиниты не

могут служить источником вещества для хризотил-асбестизации.

Миграция вещества в ультрамафитах понимается [11] как латеральная секреция, в процессе которой выносимый при серпентинизации гарцбургитов материал мигрирует в трещины, где откладывается в виде офитов, а при благоприятных условиях кристаллизуется в виде хризотил-асбеста. Известны отдельные случаи, когда залежи хризотил-асбеста размещаются среди серпентинитов, в частности, залежь Восточная на Джетыгаринском месторождении. Однако в ее центральной части обнаруживаются отдельные мелкие, до 0,5 м в поперечнике, ядра перидотитов — все, что сохранилось от небольшого участка слабо серпентинизированных пород, в ходе полной серпентинизации которых сформировалась асбестоносность типа мелкой и крупной сетки. Такие залежи не могут быть крупными, поскольку полностью или почти полностью исчезнуть при серпентинизации могут лишь перидотитовые ядра очень небольших размеров, соответственно количество выносимого вещества, а значит, количество асбеста незначительны.

Размеры перидотитовых ядер зависят от насыщенности массива разрывными нарушениями, которые играют роль подводящих каналов для серпентинизирующих и асбестообразующих вод. Активная серпентинизация, в т.ч. и дорудная, происходит вдоль разрывов, благодаря чему возникают более или менее мощные зоны серпентинитов, сопровождающие и маркирующие разломы. В зависимости от насыщенности массивов последними зоны серпентинитов либо сливаются между собой, либо между ними сохраняются реликты слабо серпентинизированных пород — перидотитовые ядра. Таким образом, структурный фактор определяет область действия метаморфического и находится на более высокой ступени иерархического ряда.

II. Уровень локального прогнозирования. Фактор химического состава пород (химический) является функцией формационного фактора уровня крупномасштабного прогнозирования. Он представляет собой фактор высшего ранга по отношению ко всем остальным факторам уровня локального прогнозирования.

Подавляющее большинство руд асбеста, в т.ч. все высококачественные — это руды в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах. Аподунитовые серпентиниты могут содержать некоторое количество волокон главным образом в виде просечек или мелкой сетки, но эти руды характеризуются низким качеством и плохой обогатимостью (III группа обогатимости по классификации ВНИИпроектасбеста). Они используются

большой частью при шихтовке богатых апогарцбургитовых руд.

Богатое промышленное оруденение распространено в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах, содержащих 10—25% ромбического пироксена (энстатита) или бастита в серпентинитах. Химический состав этих пород отвечает «асбестовому» соотношению породообразующих окислов. Породы с меньшим количеством энстатита — дуниты и пироксеновые дуниты — характеризуются избытком окиси магния и недостатком кремнекислоты. Избыток Mg при серпентинизации реализуется в появлении брусита или немалита, что ухудшает качество руд. Породы с большим (> 25%) количеством пироксена встречаются в массивах дунит-гарцбургитовой формации изредка, в виде шлиров или небольших тел и существенной роли не играют. Богатое оруденение в них отсутствует из-за недостатка Mg и несоответствия асбестовому соотношению.

Фактор химического состава оказывает значительное влияние на морфологию залежей хризотил-асбеста и появление в контурах последних безрудных блоков. Здесь, однако, возникала терминологическая неувязка, т.к. в некоторых классификациях оливиновые породы, содержащие 10—25 % энстатита, попадали в группу энстатитовых дунитов [17], оливиновых перидотитов [14, 24], или в разные группы — пироксеновых дунитов и дунит-гарцбургитов [11], что крайне затрудняло картирование асбестоносных залежей. В связи с этим В.Р.Артемовым в 1974 г. [5] была создана классификация асбестоносных пород по составу, в частности, по содержанию энстатита, в серпентинитах — бастита. В этой классификации в группу дунитов отнесены оливиновые породы с содержанием пироксена до 5 %, породы с 5—10 % энстатита относятся к группе пироксеновых дунитов, породы с большим содержанием энстатита попадают в группу гарцбургитов (перидотитов). Применение классификации на Джетыгаринском месторождении позволило откартировать многочисленные мелкие тела дунитов и пироксеновых дунитов в пределах залежи Основной, благодаря чему получило объяснение резкое ухудшение качества руд отдельных участков в центральной наиболее богатой части залежи. Кроме того, было откартировано так называемое Большое дунитовое тело, ставшее причиной резкого сужения залежи в ее южной части.

Применение этой классификации также позволило выделить шлирово-полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, представляющий собой чередование различной мощности полос дунитов, пироксеновых дунитов

и гарцбургитов или серпентинитов по указанному разнообразию. Выяснилось, что шширово-полосчатый комплекс закономерно связан с телами дунитов, распространен в виде ореолов вокруг них и продолжает и подчеркивает структуры, образованные последними.

Аналогичным образом ведут себя гарцбургиты с неравномерным содержанием пироксена, которые иногда бывает сложно отличить от шширово-полосчатого комплекса. Собственно неравномерное содержание энстатита (бастита), незакономерно изменяющееся на протяжении первых метров и определяет выделение шширово-полосчатого комплекса.

Все эти породы менее благоприятны для возникновения хризотил-асбеста, чем гарцбургиты с нормальным содержанием энстатита, представляющие собой положительный критерий оценки асбестоносности. Учет химического фактора позволяет отбраковывать площади, неперспективные с точки зрения асбестоносности и ограничить область рассмотрения факторов низшего ранга уровня локального прогнозирования.

Фактор полноты проявления серпентинизации (метаморфический). На уровне локального прогнозирования в качестве такого фактора рассматривается не столько степень серпентинизации пород, т.е. развитие в массиве участков с серпентинизацией разных этапов: слабо серпентинизированных гарцбургитов с лизардитизацией первого этапа (α -лизардитизацией); лизардитовых серпентинитов прожилково-петельчатого строения (β -лизардитовых), лизардитовых серпентинитов мозаичного строения (γ -лизардитовых) и хризотилловых серпентинитов, сколько существование переходной зоны между слабо серпентинизированными породами перидотитовых ядер и серпентинитами.

Как показано выше, асбестовые залежи локализуются по периферии ядер, на контактах их с серпентинитами, и переходная зона играет очень важную роль, вмещающая наиболее богатое оруденение. Выделение переходной зоны связано с тем, что контакт между гарцбургитами ядра и серпентинитами постепенный, мощность его колеблется от десятков до сотен метров и имеет сложное строение. В непосредственной близости от ядер располагаются гарцбургиты с полосами серпентинитов различной мощности, которые при движении от ядра сменяются серпентинитами с реликтами гарцбургитов, а затем зоной серпентинитов. Комплекс пород, составляющих переходную зону, был назван зоной неполной серпентинизации [5].

Каждая из названных разновидностей по-

род в пределах залежей характеризуется своими содержаниями и соотношением высоко- и низкокачественного волокна [12]. Перидотиты с полосами серпентинитов содержат небольшое (первые проценты) количество асбеста в виде одиночных жил, значительную часть которого составляет высокосортное волокно. Зона серпентинитов с реликтами перидотитов, как правило, наиболее богатая часть залежи. Здесь наблюдаются наиболее высокие общие содержания асбеста, доля высококачественных сортов относительно предыдущей зоны может быть несколько ниже, но по абсолютному количеству длиноволокнистого асбеста эта зона лидирует. В этой зоне распространена асбестоносность типа крупной сетки и сложных отороченных жил. В серпентинитах обычна асбестоносность типа сложных жил, крупной и мелкой сетки. Наиболее богатые руды локализуются в непосредственном контакте с зоной неполной серпентинизации, далее по направлению от перидотитового ядра количество волокна закономерно снижается, причем содержание длиноволокнистого асбеста падает быстрее, чем общее содержание.

В соответствии с этими данными были выделены природные типы руд [12]: перидотитовые, перидотит-серпентинитовые и серпентинитовые, каждый из которых для конкретного месторождения характеризуется определенным общим содержанием волокна и соотношением различных его сортов. Таким образом, фактор полноты проявления серпентинизации оказывает непосредственное влияние на качество руд. Но все эти закономерности справедливы лишь в пределах действия фактора первичного состава (химического), т.е. в участках развития гарцбургитов и апогарцбургитовых серпентинитов. Что же касается дунитов, они серпентинизируются легче, чем гарцбургиты и, как правило, в пределах асбестоносных залежей они серпентинизированы полностью.

Фактор минерального состава серпентинитов (минеральный). Одна из наиболее устойчивых черт строения асбестоносных залежей — зональность минерального состава рудовмещающих пород относительно перидотитового ядра: ближайшая к ядру — зона хризотилловых серпентинитов, иногда, на Джетыгаринском массиве — зона γ -лизардит-хризотилловых серпентинитов, которая сменяется зоной γ -лизардитовых серпентинитов мозаичного строения. Эти две зоны обычно составляют основную часть рудного тела. Периферия залежи сложена лизардитовыми серпентинитами прожилково-петельчатого строения (β -лизардитовыми).

Зональность минерального состава обна-

руживает непосредственную связь с распространением пород разной степени серпентинизации: γ -лизардит-хризотилитовые или хризотилитовые серпентиниты занимают зону неполной и часть полной серпентинизации. Лизардитовые серпентиниты мозаичного строения (γ -лизардитовые) размещаются в пределах зоны полной серпентинизации, также как и β -лизардитовые. Наблюдается связь между минеральным составом руд и их качеством: хризотилитовые γ -лизардит-хризотилитовые серпентиниты вмещают наиболее богатые и высококачественные руды, γ -лизардитовые серпентиниты характеризуются меньшими общими содержаниями волокна и почти не имеют волокна текстильных сортов, руды в β -лизардитовых серпентинитах бедные, часто забалансовые.

Эти закономерные связи получают объяснение, если исходить из принятой модели генезиса месторождений хризотил-асбеста. Как известно, серпентинизация ультрамафитов — процесс многоэтапный, схематично он выглядит следующим образом. На первом этапе по трещинам в оливине образуются прожилки слабо серпентинизированного безмагнетитового лизардита — γ -лизардита. Второй этап — формирование прожилково-петельчатых β -лизардитовых серпентинитов вдоль возникших в массиве разломов за счет поступающих по последним вод. Хризотил-асбест на этом этапе не образуется. Следующий этап — рудный — связан с поступлением по разломам новой порции растворов, возможно, иной температуры и химизма, что объясняется инверсией движений и началом орогенной стадии развития складчатой области. β -лизардитовые серпентиниты преобразуются в γ -лизардитовые разности, если же растворы достигают слабо измененных пород ядер, неравновесных с ними [1, 10], происходит активная серпентинизация последних по их периферии с образованием хризотилитовых и γ -лизардит-хризотилитовых серпентинитов и хризотилитовых оторочек вдоль трещин с выносом туда Mg и Si, из которых формировался хризотил-асбест. Часть растворов, вероятно, мигрировала в зону γ -лизардитовых серпентинитов с кристаллизацией в трещинах хризотил-асбеста. Таким образом, хризотил-асбест образуется непосредственно на периферии перидотитовых ядер, сформированных во время второго этапа серпентинизации; в течение третьего этапа, из чего следует, что основная масса оруденения размещается вокруг перидотитовых ядер в переходной зоне и в серпентинитах, непосредственно примыкающих к ней.

Качество руд и минеральный состав рудовмещающих пород зависят от положения зоны неполной серпентинизации, т.е. мета-

морфический фактор определяет область действия минерального и, как будет показано ниже, структурного. Наличие зон хризотилизации [1, 4], а также γ -лизардитовых серпентинитов мозаичного строения рассматривается как положительный критерий асбестоносности.

Фактор интенсивности трещиноватости (структурный). Трещиноватость исключительно важна для формирования и размещения асбестоносности. Трещины служат подводящими каналами для растворов, являются вмещающими оруденения, их зияние определяет длину волокна формирующегося асбеста, а взаиморасположение — тип асбестоносности. Изучению типов асбестоносности уделялось огромное внимание [16, 5], т.к. это наиболее легко определяемая характеристика качества руд, однако впоследствии предпочтение было отдано лабораторным методам, в частности, ситовому анализу. Изучение типов асбестоносности позволило установить взаимосвязь этой характеристики руд с другими, например, минеральным составом и полнотой серпентинизации рудовмещающих пород, которая выражается в следующем. Перидотитовые руды, размещающиеся в перидотитах с полосами серпентинитов, несут асбестоносность типа одиночных жил, перидотит-серпентинитовые руды, и часть серпентинитовых руд хризотилитового или лизардит-хризотилитового состава вмещают главным образом асбестоносность типа крупной сетки. Серпентинитовые руды γ -лизардитового состава характеризуются асбестоносностью типа сложных жил, и, наконец, в β -лизардитовых серпентинитах размещаются руды типа мелкой сетки и просечек.

Причина различия типов асбестоносности в разных зонах также заключается в многостадийности серпентинизации. Как показано выше, формирование асбестоносности происходит на контактах гарцбургитов и серпентинитов, физико-механические свойства которых существенно различны: гарцбургиты — породы прочные, но хрупкие, в отличие от вязких серпентинитов [15]. На контакте разнородных по механическим характеристикам пород [20] возникает область повышенной трещиноватости, причем взаиморасположение трещин в различных породах неодинаково. Единичные пересекающиеся трещины в гарцбургитах при их заполнении асбестом дадут асбестоносность типа крупной сетки, серии мелких параллельных трещин в серпентинитах приводят к возникновению различных видов сложных жил. Снижение интенсивности трещиноватости на удалении от зоны контакта определяет появление просечек и мелкой сетки.

Однако, говоря об интенсивности трещи-

новатости как о факторе, влияющем на качество руд, следует иметь в виду, что важна не максимальная, а оптимальная интенсивность трещиноватости, т.к. в зонах очень высокой трещиноватости разрывных нарушений асбестоносность не только не возникает, но и разрушается существовавшая ранее [7]. Определение числовых характеристик как верхнего, так и нижнего пределов интенсивности трещиноватости — одна из задач, требующих дальнейшей разработки. Таким образом, структурный фактор на уровне локального прогнозирования подчинен метаморфическому и, косвенно, минеральному, занимая тем самым низшую ступень в иерархическом ряду факторов уровня локального прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алиева О.З. Метаморфизм ультрабазитов и генезис месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа (на примере месторождений Сибири): Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. — М.: 1984.
2. Алиева О.З. Структурно-метаморфическая эволюция офиолитовых ультрабазитов Сибири и генезис месторождений хризотил-асбеста // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М., 1985. С. 67—77.
3. Алиева О.З. Тектоническое скучивание, метаморфизм и асбестоносность ультрабазитов (на примере месторождений Сибири) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 52—63.
4. Артемов В.Р. Условия образования и закономерности размещения месторождений хризотил-асбеста. — М.: ВИЭМС, 1975.
5. Артемов В.Р., Волчек И.И., Шкуронат Б.А. Изучение закономерностей размещения различных типов руд в пределах верхних горизонтов Основной залежи Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста. — М.: Центр геолнеруд, 1974.
6. Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кушнырь Г.И. Структурные особенности и состав руд Саянского месторождения. — М.: Недра, 1979.
7. Баженовское месторождение хризотил-асбеста / Под ред. К.К.Золоева, Б.А.Попова — М.: Недра, 1985.
8. Варлаков А.С. Петрология процесса серпентиниза-

- ции гипербазитов складчатых областей. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
9. Ведерников Н.Н., Будай М.М. Тектонические условия локализации формаций ультраосновных пород и асбестоносность // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 5. С. 1—17.
 10. Егорова И.В. Об источнике вещества при хризотил-асбестизации // Геохимия. 1990. № 12. С. 1788—1792.
 11. Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в складчатых областях. — М.: Недра, 1975.
 12. Каплин О.А., Егорова И.В. К методике составления рудно-петрографических планов при технологическом картировании месторождений хризотил-асбеста // Вопросы оруденения в ультрамафитах. М., 1985. С. 96—105.
 13. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
 14. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. — Свердловск: УФАН СССР. 1966.
 15. Масленникова Т.Б., Романович И.Ф. Закономерности размещения трещин и изучение петрофизических свойств руд на участке разработки Основной залежи Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста в связи с ее картированием в масштабе 1:2000 и с целью изучения различных типов руд и качества асбеста. — М.: МГРИ, 1974. Т. 1.
 16. Месторождения хризотил-асбеста СССР / Под ред. П.М.Татарина, В.Р.Артемова. — М.: Недра, 1967.
 17. Петрографический словарь / Под ред. В.П.Петрова, И.А.Богатикова, Р.П.Петрова, — М.: Недра, 1981.
 18. Петрография / Сост. И.А.Маракушев. — М.: Наука, 1976. Ч.1.
 19. Пинус Г.В., Колесник Ю.И. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. — М.: Наука, 1966.
 20. Романович И.Ф. Вопросы генезиса месторождений полезных ископаемых в ультрамафитах. — М.: Наука, 1985. С. 3—12.
 21. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). — Новосибирск: Наука, 1980.
 22. Смирнов Ю.В. Классификация асбестовых залежей и асбестоносных полей // Вопросы оруденения в ультрамафитах. — М.: Наука, 1985. С. 77—85.
 23. Татаринов П.М. Поисковые критерии и признаки для месторождений хризотил-асбеста // Зап. ЛГИ. 1948. Т. 22. С. 91—99.
 24. Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. — М.: Недра, 1982.

УДК 551.263.036:553.076

© А.В.Лейпциг, 1993

Системы месторождений эпох латеритного выветривания

А.В.ЛЕЙПЦИГ (ВИМС)

Эпохи континентального перерыва и интенсивного выветривания пород устанавливаются в истории Земли начиная с архея и играют важную роль в образовании месторождений осадочного чехла. Они фиксируются процессами формирования рельефа суши и различаются по продолжительности и массе вовлекаемых в разрушение пород. Одни из них связаны с кратковременными поднятиями территорий и регрессиями мо-

ря, другие — с фазами активных тектонических поднятий или длительными периодами воздыманий обширных территорий. К первым обычно приурочен незначительный размыв ранее сформировавшихся осадков, ко вторым — разрушение огромных масс древних пород континентов и возникновение комплекса своеобразных осадочных формаций с присущими только им типами месторождений полезных ископаемых.

Особенно интересен рудогенез длительных эпох континентального перерыва, характеризующихся влажным тропическим климатом. Разрушение горных пород в этих условиях резко ускоряется и углубляется за счет возрастания роли их химического разложения, более высоких температур течения процессов и участия в них огромных масс воды и активных органических веществ. Как подчеркивал В.И. Вернадский [2], в биосфере известны два основных источника подвижности химических элементов — живое вещество и природные воды, действие которых именно в тропических условиях реализуется в максимальной степени.

В областях с влажным и переменновлажным тропическим климатом в среднем выпадает от 800 до нескольких тысяч миллиметров осадков в год, что способствует фильтрации огромных масс воды через зоны выветривания пород. Тропическим областям свойственны среднегодовая температура воздуха более 20 °С и температура нисходящих грунтовых вод от 25 до 30 °С [13]. Высокие влажность и температура обеспечивают развитие в тропических ландшафтах мощной биоты с ежегодной продукцией 10—20 т/га (А.И. Перельман, 1975). В результате преобразования отмирающей части наземной биоты, 25—50% которой гумифицируется, образуется до 400—450 т/км² веществ гумусовой природы. Основную их массу составляют гуминовые и фульвокислоты, в присутствии которых скорость разложения силикатных минералов, сульфидов, карбонатов и фосфатов увеличивается на один-два порядка [6].

Рассмотренные параметры тропического климата определяют особенности латеритного выветривания, отличающегося прежде всего интенсивностью и полнотой преобразования пород. Алумосиликатные и другие минералы разлагаются в верхних зонах кор выветривания до глин и свободных оксидов, часть из которых (Al, Fe, Ti) накапливается, формируя латеритные покровы водоразделов. Особенностью является также участие в процессе выветривания больших масс гумусовых веществ, что обуславливает интенсивное разложение даже устойчивых минералов и вынос из зоны выветривания в виде комплексных соединений элементов, существенно различных в химическом отношении.

Следует подчеркнуть, что интенсивное течение процессов латеритного выветривания и формирование мощных латеритных покровов связано с эпохами стабилизации континентов. Затухание тектонической активности и прекращение роста структур континентов в условиях тропического кли-

мата приводят к постепенному снижению и сглаживанию рельефа и формированию в дальнейшем обширных поверхностей выравнивания или систем таких поверхностей, отражающих проявления малоамплитудных движений [9]. Поверхности выравнивания сформировались, в частности, в позднем мелу и палеогене на территориях тропических областей Сибири, Африки и Южной Америки [5, 7]. С этапом стабилизации и выравнивания рельефа связаны увеличение роли химического разрушения пород, образование на обширных площадях мощных и зрелых кор выветривания и вынос из зоны выветривания в прилегающие бассейны разнообразных соединений и элементов. Этот этап характеризуется максимальной дифференциацией вещества в зоне гипергенеза, при которой одни элементы и соединения концентрируются в корах выветривания или в отдельных их зонах, другие мигрируют в осадочные бассейны разного типа и накапливаются в составе различных осадочных формаций. Именно поэтому эпохи латеритного выветривания представляют максимальный интерес с точки зрения масштаба и разнообразия рудонакопления.

С эпохами латеритного выветривания связано возникновение своеобразного комплекса формаций — континентальных и морских отложений. В составе континентальных образований выделяется прежде всего формация латеритных кор выветривания, включающая латеритные покровы высоких водоразделов, каолинитовые и гетит-каолинитовые коры выветривания низких водоразделов и все другие их типы (никеленосные, железистые, охристые), которые формируются на породах разного состава и рассматриваются иногда как самостоятельные формации [11, 17]. Она объединяет элювиальные и делювиально-элювиальные образования, формирующиеся на породах разного типа в пределах водораздельных пространств. Кроме того, к континентальным осадкам относятся две осадочные формации — красноцветно-угленосная и каолинит-кварцевая, занимающие разные позиции в рельефе континентов. Первая, образующаяся за счет размыва и переотложения материала латеритных кор выветривания, накапливается на склонах водоразделов и в мелких карстовых депрессиях [1], а также в долинах и котловинах разного происхождения [2], осложняющих водоразделы и их склоны. Разрез формации сложен красноцветными каолинитовыми и каолинит-гипситами глинами, обломочными и бобово-обломочными бокситами, относящимися к делювиальным, пролювиальным, аллювиальным и озерным образованиям, в основании отмечаются грубообломочные осадки. В

условиях влажного тропического климата красноцветные осадки ассоциируют с белыми, серыми и черными углистыми глинами и бокситами, которые формировались в мелких старицах, в пределах карстовых озер и изолированных озерных котловин. Подобный парагенез особенно характерен для мезозойско-кайнозойских карстовых и долинных месторождений бокситов Приангарья, Тургайского прогиба, Чадобецкого и Амангельдинского районов и для котловинных залежей меловых бокситов Краснооктябрьского месторождения, верхнетриасовых бокситов Орского грабена и т.д.

Вторая осадочная формация — каолинит-кварцевая — приурочена к нижнему уровню рельефа континента, к озерно-аллювиальному [3] и приморскому [4] равнинам. Нижняя часть разреза представлена белыми и светло-серыми кварцевыми глинистыми песками с линзами галечников, гравелитов и песчанистых глин, верхняя — белыми кварцевыми алевроитами, песчанистыми и чистыми каолинитовыми глинами, залегающими в виде линз и невыдержанных прослоев. Встречаются линзы темно-серых углистых глин, желтых и розовых глин, глинистых железистых бобовых бокситов низкого качества, приуроченных обычно к низким водоразделам равнин. Перечисленные породы относятся к озерно-аллювиальному и озерным образованиям, формировавшимся за счет кварцевого и глинистого материала размывающихся кор выветривания, измененного в условиях низких обводненных равнин. Континентальные отложения размещаются на континентах крайне неравномерно, в полном соответствии со строением их рельефа.

Среди морских образований выделяются прежде всего две глауконитовые формации [16]. На склонах континентов в пределах мелководного морского бассейна накапливается терригенно-глауконитовая формация, состоящая из зеленых кварц-глауконитовых песков и алевроитов с содержанием глауконита до 40 %. В разрезах присутствуют также кварцевые пески с глауконитом, зеленые и серые глауконитовые глины с железистыми оолитами, стяжения фосфоритов. Соотношение этих пород в разрезах разных частей формации существенно изменяется. В прибрежных зонах в фациях лагун преобладают кварцевые пески и оолитовые железные руды [5], в фациях прибрежного мелководья — глауконитовые пески [6], а в фациях мелкого моря — глауконитовые алевроиты и глины [7]. Этим трем зонам в сантон-кампанских бокситоносных отложениях Тургайского прогиба соответствуют аятская железорудная и «глауконитовая» эгинсайская свиты [3]. Аналогичный фаци-

альный ряд связан здесь и с маастрихтской эпохой латеритного выветривания.

В более глубоких частях морских бассейнов накапливается опоково-глауконитовая формация. Постоянными членами парагенеза являются глауконитовые пески и алевроиты, глины разного состава, опоки, опокovidные песчаники и диатомиты, которым подчинены кварцевые песчаники, мергели и трепелы. Соотношение этих пород в разрезах формации существенно изменяется. В относительно мелководных частях бассейнов глауконитовые породы и опоки нередко чередуются в разрезе [8], в более глубоких частях возрастает роль глин и кремнистых пород; разрез имеет трехчленное строение и обычно представлен глауконитовыми песками, монтмориллонитовыми глинами и опоками [9] или глауконитовыми песками и глинами (в удаленных от берега разрезах), бейделлитовыми глинами, опоками и диатомитами [10]. Так, в составе палеогеновой опоково-глауконитовой формации восточного склона Северного Урала наиболее глубоководный комплекс фаций, сложенный глауконитовыми песками и глинами (марсятская свита), бейделлитовыми глинами (ивдельская свита), опоками и диатомитами (серовская свита), диатомитами (ирбитская свита), развит к северу от г. Серова [15]. Южнее в разрезе формации участвуют кварц-глауконитовые пески с монтмориллонитовыми глинами (талицкая свита), монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины с опалом и цеолитами (серовская свита), опоки с прослоями глин, кварц-глауконитовых песков (ирбитская и тасаранская свиты). Еще южнее и ближе к береговой зоне, в районе Качарского карьера, в разрезе наблюдается переслаивание глауконитовых пород и опок, также содержащих глауконит [3].

Рассмотренный комплекс формаций образует закономерный ряд, формирующийся в пределах континентов и их склонов в эпохи латеритного выветривания (табл. 1). Он составлен по материалам изучения территорий мезозойского и кайнозойского бокситонакопления Урала, Сибири и Северного Казахстана как максимально полный и обобщенный вариант, характеризующий позицию накопления всех типов осадков эпох латеритного выветривания. Ряды для конкретных континентов и их склонов и конкретных эпох могут существенно отличаться от предложенного. В зависимости от особенностей строения рельефа континента отдельные формации могут иметь крайне незначительное развитие или «выпадать» частично или полностью из ряда. Весьма часто в таких рядах отсутствуют, в частности, каолинит-кварцевая формация, комплекс

1. Системы месторождений в формационном ряду эпох континентального выветривания

Типы рудных скоплений	Континентальные формации					Морские формации				
	латеритных кор выветри- вания	красноцветно-угленосная		каолинит-кварцевая		территивно-глауконитовая				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Месторождения основных элементов	Al	Al			Fe	P	P	P	Mn	Mn
Крупные скопления и месторождения глин и песчаных пород		Oz	Kz	Kz			M	Гл		
Россыпные месторождения	Ti Sn Au TR Ta-Nb Ni-Co			Sn	Ti					B

П р и м е ч а н и е . 1 - 10 - зоны формаций, см. текст; подчеркнутым, полужирным, прямым шрифтами выделены соответственно крупные, средние и мелкие месторождения; глины: Oz - огнеупорные, Kl - каолинитовые, M - монтмориллонитовые, B - бейделлитовые; пески: Kz - кварцевые, Gl - глауконитовые; прямые линии - зоны возможного формирования россыпных месторождений различного состава.

2. Накопление пород и рудообразующих элементов в морских формациях эпох латеритного выветривания

Зоны накопления	Территивно-глауконитовая					Опоково-глауконитовая				
	5	6	7	8	9	10				
Рудообразующих элементов	Fe		P						Mn	Si
Ассоциаций пород	Mg		K, Mg, Ca, Na						Na, Ca	
	Лептохлорит-каолинитовая		Глауконит-монтмориллонитовая						Опоково-бейделлитовая	

П р и м е ч а н и е . Усл. обозн. см. табл. 1.

лагунных железорудных фаций или вся терригенно-глауконитовая формация. В соответствии с этим не будут формироваться и оруденения, присущие этим фаціальным комплексам пород.

В целом эпохи латеритного выветривания характеризуются максимально полным разложением и преобразованием пород в рельефе континентов, выносом из зон выветривания огромной массы вещества, в т.ч. растворенного в той или иной форме; максимальной дифференциацией вещества в зоне выветривания и на путях его транспортировки; максимальной дифференциацией ландшафтных и фаціальных условий накопления вещества в осадочных бассейнах. Все это обуславливает возникновение в данные эпохи ряда крайне контрастных по составу формаций и широкого спектра типов оруденения, системы месторождений, приуроченных к определенным формациям и фаціальным комплексам пород.

Контрастность формаций определяется прежде всего особенностями поведения в зоне гипергенеза главных типоморфных элементов и их дифференциацией в бассейнах осадкообразования. Области развития латеритных кор выветривания и красноцветно-угленосной формации, соответствующие высоким уровням рельефа континента, характеризуются выносом в той или иной мере практически всех элементов, но главным образом кремния, щелочных и щелочноземельных. Они интенсивно мигрируют из всех зон латеритных кор выветривания разного типа и красноцветных осадочных пород. Из формирующихся кор выветривания выносятся (в т.ч. в виде комплексных соединений) и определенное количество (до 30 %) элементов-гидролизатов (А.И. Перельман, 1968), основная же их часть накапливается в латеритных покровах, кирасах и красноцветных осадках — в составе аллитов и бокситов. В существенной мере выносятся также фосфор и марганец, которые в небольшом количестве концентрируются лишь в карстовых воронках высоких водоразделов. Все эти элементы и особенно железо и марганец выносятся также из кор выветривания низких равнин и пород каолинит-кварцевой формации, образующихся в условиях аккумулятивных обводненных равнин.

Названные элементы накапливаются в осадках разных фаціальных зон глауконитовых формаций. Кремнезем участвует в образовании глауконита, глинистых и других минералов практически всех пород этих формаций, но основная его масса выпадает в виде опок, диатомитов и кремнистых глин в наиболее глубоководных и удаленных от берега фациях опоково-глауконитовой фор-

мации. Железо выпадает преимущественно в прибрежных зонах моря, в фациях мелко-водных лагун, образуя здесь иногда очень крупные залежи лептохлоритовых или гетит-лептохлоритовых руд. Осадки, накапливающиеся в промежутке между крайними зонами глауконитовых формаций, отличаются незначительным содержанием как железа, так и кремния, которые входят в состав глауконитов, сидерита и монтмориллонита. Выделенные три зоны различной концентрации железа и кремния, представленные соответственно лептохлорит-каолинитовой, глауконит-монтмориллонитовой и опоково-бейделлитовой ассоциациями пород, контролируют в общем виде и распределение в осадках щелочных и щелочноземельных элементов. Первая характеризуется накоплением Mg, входящего в состав лептохлоритов, вторая — всех четырех элементов (Mg, K, Ca, Na), присутствующих в глауконитах, третья — Na и Ca, фиксирующихся в составе бейделлита и кальцита. К глауконитовым породам относится и накопление фосфора [16], оксиды которого формируют мелкие стяжения и конкреции или выпадают в виде цемента песчаников. Заметное количество фосфора отмечается в составе некоторых глауконитов (до 1—5 %). Концентрации марганца тяготеют к более глубоким зонам бассейна, к области отложения опок, диатомитов и бейделлитовых глин, и связаны с базальными горизонтами опоково-глауконитовой формации [15].

Распределение редких элементов в породах рассматриваемого формационного ряда контролируется положением геохимических барьеров разного типа, а также свойствами рудных минералов, элементов и их соединений, высвобождающихся или образующихся в процессе латеритного выветривания. Одни элементы формируют самостоятельные рудные скопления, другие сорбируются глинами, органическим веществом, оксидами железа и т. д. или входят в состав рудных минералов. Типы этих оруденений относятся к определенным формациям и составляют характерную для них систему месторождений.

К формации латеритных кор выветривания приурочены три основные группы месторождений и рудных скоплений, связанные соответственно с накоплением элементов-гидролизатов в верхних зонах коры, накоплением труднорастворимых минералов исходных пород преимущественно в нижних зонах коры, изменением минерального состава и качества исходных руд или обогащенных рудным веществом пород.

К первой группе относятся месторождения бокситов, первичных каолинитов, железных, железо-алюминиевых и никель-ко-

бальтовых руд, образующихся в результате выветривания пород кислого, среднего, основного или ультраосновного состава. Месторождения бокситов латеритных покровов представлены двумя разностями руд — элювиальными (структурными) и делювиально-элювиальными, сформировавшимися соответственно за счет выветривания коренных исходных пород или предварительно разрушенных и смещенных исходных пород. Первые из них широко распространены в тропических областях Африки и других континентов [10]. В России они слагают месторождения Белгородского района КМА, а бокситы второго типа — месторождения Среднего Тимана и Среднего Урала [1]. В зависимости от состава исходных пород бокситы имеют разное качество, содержат различное количество железа и других полезных элементов (ванадий, галлий и др.). На кислых породах, особенно в пределах низких водоразделов, формируются маложелезистые коры выветривания и месторождения элювиальных каолинов [11], а на ультраосновных породах — месторождения железистых охр и бурых железняков, легированных обычно никелем, кобальтом, марганцем и ванадием, или собственно никель-кобальтовые месторождения, в которых металлы накапливаются в железистых минералах зоны охр или в силикатных минералах нонтронитовой зоны [17]. С корами выветривания по ультраосновным — щелочным породам связано накопление фосфора в составе гетит-алюмофосфатов и редкометалльных алюмофосфатов, а по золотоносным — формирование зон вторичного сульфидного и оксидного обогащения.

Месторождения второй группы представлены элювиальными россыпями касситерита, широко распространенными в субэкваториальных районах Африки и Южной Америки. На территории России они известны в Якутии и Приморье, в Казахстане — в районе месторождения Сарымбет. К этой же группе относятся титановые и комплексные титано-цирконовые элювиальные россыпи, образующиеся в пределах массивов ультраосновных перидотитов (Шевченковский) [12], амфиболитов и габбро (Барзасский, Почитанский), а также россыпи тантало-ниобиевых минералов, накапливающихся в нижних частях кор выветривания по карбонатитам. С последним типом месторождений связана основная добыча редких металлов в Африке и Бразилии. К корам выветривания по золотоносным породам приурочены залежи россыпного золота.

Третья группа включает месторождения окисных марганцевых руд, сформировавшихся за счет окисления первичных карбонатных. Легкая окисляемость последних

обусловила интенсивность их преобразования в зоне слабыветрелых пород (Полуночное месторождение) и проявление этого процесса на большую глубину (Пороженское месторождение). К этой группе оруденения можно отнести практически все типы железных шляп, формирующихся в зонах интенсивного выветривания богатых сульфидных или обогащенных сульфидами руд (медных, свинцовых, полиметаллических) месторождений, а также мартитовые руды, образующиеся в зонах выветривания железистых кварцитов, и гетит-гематитовые, возникающие при выветривании магнетитовых руд.

Красноцветно-угленосная формация также характеризуется широким спектром типов месторождений, образующихся в результате накопления материала разрушающихся кор выветривания и дифференциации этого материала на путях транспортировки. К ней относятся многочисленные и разнообразные месторождения бокситов, связанные с разными типами континентальных осадков и различными рудовмещающими формами рельефа. Руды накапливаются в делювиальных и пролювиальных осадках склонов, разнообразных типах карстовых воронок и котловин, аллювиальных отложениях мелких оврагов и ложков, рассекающих водоразделы и их склоны, озерно-аллювиальных отложениях мелких и крупных долин и озерных котловин и т. д. На склоне континента в соответствии с его рельефом формируется закономерный ряд месторождений бокситов, крайние члены которого относятся уже к нижнему уровню рельефа, отложениям каолинит-кварцевой формации [8]. Бокситы месторождений разных типов и фаций различаются по составу и качеству, что определяется также составом размывающихся кор выветривания. В отдельных месторождениях они обогащены оксидами титана (Чадобецкий район), ванадием, скандием и хромом (Северо-Онежский район), галлием и другими элементами [4, 11].

При размыве верхних горизонтов латеритных кор выветривания низких водоразделов формируются месторождения осадочных огнеупорных, гиббсит-каолининовых и каолининовых глин, приуроченные, как правило, к крупным долинам и озерным котловинам. При размыве кор выветривания ультраосновных пород образуются залежи обломочных железных руд, легированных никелем, кобальтом и ванадием (Новокиевское месторождение), а при размыве кор выветривания серпентинизированных перидотитов — осадочные никель-кобальтовые месторождения в карстовых воронках.

С размывом и переотложением материала элювиальных россыпей и кор выветривания,

обогащенных касситеритом, золотом, минералами титана, тантала и ниобия, связано возникновение россыпных месторождений в составе отложений формации. Минералы тантала и ниобия, не выдерживающие длительной транспортировки, формируют россыпи лишь в непосредственной близости от размывающихся редкометалльных кор выветривания в составе делювиальных, аллювиальных осадков мелких ложков. Минералы титана, циркон, касситерит и золото способны переноситься на значительные расстояния и формировать месторождения далеко от элювиальных источников. Так, в некоторых известных месторождениях касситерита Северо-Востока и Приморья (Озерное, Тирехтах) присутствуют как элювиальные россыпи, так и формирующиеся за их счет более молодые делювиальные и аллювиальные, но чаще они представлены исключительно аллювиальными россыпями, удаленными от возможных элювиальных источников на многие километры (Николаевское, Колыванское). В древних долинах Енисейского края, выполненных красноцветными бокситоносными осадками, золото накапливается в базальных слоях и в обломочно-бобовых бокситах на расстоянии 20—30 км от источника. Еще больший перенос в составе аллювиальных отложений выдерживают минералы титана и циркон, которые в значительных количествах концентрируются даже в осадках приморских равнин.

Небольшие залежи руд в составе этой формации связаны с карстовыми воронками и эрозионными котловинами, расположенными вблизи рудоносных кор выветривания. В их пределах в составе красноцветных обломочных, глинистых или углистых осадков нередко накапливаются минералы никеля (Черемшанское месторождение), титана, редких земель, редких металлов, фосфора, алюмофосфатов, марганца. В углистых породах в пределах отдельных депрессий Тургайского прогиба накапливаются ниобий и редкие земли, а в залежах долинного типа Амангельдинского района — цирконий и скандий или группа других редких металлов (Северо-Онежский район), сорбирующихся, вероятно, глинистыми минералами, углистым веществом и оксидами железа.

Каолинит-кварцевая формация сложена достаточно однообразными породами, образующимися в сходных фациальных обстановках. Это различные озерные и озерно-аллювиальные осадки аккумулятивных равнин, удаленных от областей размыва. Здесь практически повсеместно накапливаются наиболее устойчивые к выветриванию минералы — кварц, циркон, ильменит, рутил, а также каолинитовые глины, характерные

для условий низких равнин. В соответствии с этим в составе формации широко распространены месторождения кварцевых песков и каолинитовых глин разного качества. В базальных горизонтах формаций в отдельных озерных котловинах отмечаются небольшие россыпи золота, лейкоксена, а в пределах приморских равнин — крупные россыпи минералов титана и циркона (Туганское, Обуховское, Тарское ильменит-цирконовые месторождения). На водораздельных пространствах в верхних горизонтах формации местами образуются залежи аллитов и железистых низкокачественных бокситов, а в депрессионных зонах за счет материала подстилающих пород — небольшие скопления марганца.

К области распространения глауконитовых формаций приурочены месторождения, связанные с осаждением вещества, выносимого с континента, и дифференциацией его по фаціальным зонам морского бассейна (табл. 2). С выносом на морское мелководье огромных масс растворенного железа связано образование в пределах мелководных лагун оолитовых лептохлоритовых руд, окисленных иногда до гетита. К этой фации относятся, в частности, Аятское, Колпашевское и другие крупные месторождения краевых зон морских бассейнов Западно-Сибирской низменности. К базальным слоям формации в этих зонах, к кварцевым и глауконитовым пескам относятся небольшие комплексные (рутил, лейкоксен, циркон) россыпи (Белкинская, Средний Урал), а к глауконитовым алевритам и глинам — скопления желваковых фосфоритов. Прослойки песков, обогащенные мелкими стяжениями и конкрециями фосфорита, приурочены здесь к базальным слоям формации или зонам внутрiformационного перерыва. Иногда фосфат концентрируется в песках в качестве цемента или накапливается в заметных количествах в глауконитах. С глауконитовыми фациями связано образование крупных залежей монтмориллонитовых глин.

Опоково-глауконитовая формация отличается развитием карбонатных руд марганца. Их пластовые залежи, как правило, небольшой мощности, приурочены к базальным слоям формации или внутрiformационным перерывам (содержание Mn 17—28 %). В зонах относительного мелководья железистые руды представлены в основном ферро-родохрозитом (Колинское месторождение), в удаленных от берега разрезах — кальциевым родохрозитом с более низкими содержаниями Mn (Бурмантовское, Ивдельское месторождения). Для формации характерно также присутствие мощных пачек бейделлитовых глин, опок и диатомитов.

Таким образом, в составе формации эпох латеритного выветривания образуется закономерная система месторождений, связанных с глубокой региональной дифференциацией вещества на континентах. Основные и наиболее крупные месторождения связаны с дифференциацией основных типоморфных (породообразующих) элементов, накоплением их в составе разных формаций, в различных формационно-геохимических обстановках. Наиболее четко в этом процессе произошло разделение областей накопления алюминия и кремния, что можно считать главной особенностью эпох латеритного выветривания. Крупные месторождения элювиальных и осадочных бокситов приурочены к высоким водоразделам, а крупные концентрации опок и диатомитов — к относительно глубоким частям морского бассейна в составе опок-глауконитовой формации (см. табл. 1). Глубокой дифференциацией вещества определяется и разделение областей формирования месторождений алюминия, железа и марганца — известной триады Н.М. Страхова [14], а также фосфора. В составе глауконитовых формаций при удалении от береговой линии последовательно образуются крупные месторождения лептохлоритовых железных руд, мелкие месторождения фосфоритов и марганца. Если учесть, что с отложениями каолинит-кварцевой формации связаны крупные россыпи минералов титана и крупные залежи кварцевых песков, огнеупорных и каолиновых глин, то формационные ряды эпох латеритного выветривания следует считать наиболее богатыми по набору образующихся крупных месторождений.

Формации, составляющие рассмотренный ряд, различаются по степени дифференциации вещества по площади, причем в формации латеритных кор выветривания она минимальна. Здесь происходит только четкое разделение минералов и элементов по зонам коры, состав которых в значительной мере определяется составом исходных пород. На кислых, ультраосновных, ультраосновных — щелочных породах образуются месторождения железных, никель-кобальтовых, тантало-ниобиевых руд, титана, марганца, фосфора, алюминия, т.е. всей гаммы рудных накоплений латеритной эпохи. Эти руды фиксируются и в ближайших зонах накопления красноцветно-угленосной формации — в осадках склонов, мелких карстовых и эрозионных депрессиях, где намечается начальная дифференциация вещества разрушающихся кор выветривания по площади. Далее по склону, в пределах красноцветно-угленосной и в каолинит-кварцевой формации большинство из этих типов рудных скоплений не образуется. Сносимое сюда

рудное вещество в той или иной мере разрушается, рассеивается и выносится в морские бассейны, где, вероятно, сорбируется глинами и другими минералами, не образуя собственных скоплений. Таким образом, в составе рассматриваемых формаций возникает вторая система месторождений, связанных с дифференциацией рудных минералов и соединений по степени их устойчивости к переносу. Одни из них не выдерживают какой-либо транспортировки (фосфор, алюмофосфаты), другие переносятся на короткие расстояния и накапливаются в составе тех или иных зон красноцветно-угленосной формации, третьи мигрируют достаточно далеко, формируя иногда крупные скопления в речных долинах (золото) и в пределах приморских равнин (титан) (см. табл. 1).

Рассмотренные закономерности образования и размещения месторождений полезных ископаемых разного типа в формационном ряду эпох латеритного выветривания, тесная связь месторождений с отдельными фациями или комплексами фаций служат критериями оценки территорий при региональных и среднемасштабных исследованиях в целях поисков месторождений, при прогнозировании новых рудных районов и полей. Следует также подчеркнуть, что в пределах конкретных оцениваемых площадей формационные ряды будут отличаться от обобщенного. Из этих рядов могут «выпадать» отдельные группы фаций или целые формации и не будут образовываться, следовательно, определенные типы месторождений. Именно эти особенности должны оцениваться и учитываться при прогнозировании и поисках новых рудных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бокситоносные комплексы Урала / Б.И. Михайлов, Л.А. Антоненко, М.А. Безр и др. — Л.: Недра, 1987.
2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. — М.: Наука, 1965.
3. Верхнемеловые отложения Южного Зауралья / Г.Н. Папулов, А.П. Левина, А.В. Лейпциг и др. — Свердловск: УО АН СССР, 1990.
4. Зильберминц А.В., Латонин С.С., Липин В.М. Сравнительная оценка содержаний лития, рубидия, цезия, галлия, скандия, ванадия, фосфора, хрома и фтора в глиноземных рудах СССР // Методы изучения рассеянных металлов в глиноземном сырье и возможности их попутного получения. М., 1988. С. 5—13.
5. Кинг Л. Морфология Земли. — М.: Прогресс, 1967.
6. Комплексообразование благородных металлов с фульвокислотами природных вод и геохимическая роль этих процессов / Г.И. Варшал, Т.К. Велюханова, И.Я. Кошечева и др. // Аналитическая химия редких элементов. М., 1988. С. 112—146.
7. Левина А.П., Лейпциг А.В., Кустов Ю.Е. Межрегиональная корреляция меловых и палеогеновых поверхностей выравниваний Сибири и Северного Казахстана на основе изучения корообразования и бокситообразования // Проблемы геоморфологической корреляции. М., 1989. С. 161—174.

8. *Лейпциг А.В.* Фациальные ряды осадков и классификация бокситовых территорий СССР // Сов. геология. 1984. № 5. С. 95—105.
9. *Лейпциг А.В.* Малоамплитудные колебательные движения и особенности мелового и кайнозойского бокситонакопления платформенных областей СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 19—31.
10. *Михайлов Б.М.* Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. — Л.: Недра, 1969.
11. *Михайлов Б.М.* Рудноносные коры выветривания. — Л.: Недра, 1986.
12. *Ниязов А.Р.* Титаносная кора выветривания Шевченкоовского рудного поля и ее промышленное значение // Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Алма-Ата, 1972. С. 86—89.
13. *Объяснительная записка к карте бокситоносности СССР масштаба 1 : 5 000 000* / Под ред. Б.М. Михайлова. — Л., 1973.
14. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 2.
15. *Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П.* Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. — Свердловск: УФ АН СССР, 1968.
16. *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. — М.: Наука, 1965. Т. 3.
17. *Рудные формации кор выветривания* / Ю.Ю. Бугельский, И.В. Витовская, А.П. Никитина и др. // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. М., 1988. С. 42—54.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.55(477)

© Коллектив авторов, 1993

К проблеме генезиса кальцифиров бугской серии Украинского щита

Е.М. ГУРВИЧ, В.П. РАХМАНОВ, Н.И. МЕДВЕДОВСКАЯ, И.С. КУДЬЯРОВ (Институт литосферы РАН)

Карбонатные породы разного облика, состава и степени метаморфизма в различных породных ассоциациях встречаются практически на всем протяжении докембрия. Среди них широко распространены кальцифиров, рассматриваемые чаще всего как паропороды. Однако в последнее время появились работы, в которых аргументируется метасоматический, скарновый, магматический и тектоно-метаморфический генезис этих образований [9, 11, 12, 14, 16]. Выявился широкий спектр метасоматических карбонатных пород, от древнейших до современных, возникших по основным и ультраосновным магматитам, лампрофитам, пирокластическим и вулканомиктовым породам [23, 28, 30, 31]. Достаточно упомянуть верхнедокембрийские образования Египта и Судана, где ультраосновные породы и пиллоу-базальты почти полностью замещены карбонатами [30].

В разрезе бугской серии AR—PR₁ кальцифиров и доломитовые мраморы формируют мощные толщ в Хашеватской и Завальевской структурах Одесско-Белоцерковской зоны. Относительно их генезиса нет единого мнения. Предполагается, что они имеют либо первично-осадочную природу [7, 13, 17], либо образовались метасоматическим путем по основным и ультраосновным породам [5], либо являются магматическими (карбонатиты) породами [8]. Проведенные нами литолого-петрографические исследо-

вания карбонатных пород бугской серии из графитового карьера г. Завалье, обнажений по р. Южный Буг и керн скважин в Завальевской и Хашеватской структурах позволили высказать предположение о гетерогенности карбонатной толщ [4], которое было подкреплено изучением изотопного состава карбонатов и состава РЗЭ пород этой серии.

В результате литолого-петрографических и геохимических исследований выделены пять основных типов изученных карбонатных пород.

Кальцифиров-А (таблица, обр. 5—8, 11, 13, 14) — с полосчатой или массивной текстурой. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением темноцветных минералов или наличием линзовидно-полосчатых скоплений метасоматического крупнокристаллического доломита. Кристаллы его имеют форму, более свойственную магнезиту, который, однако, не был обнаружен. Порода состоит из корродированных зерен доломита, интерстиционных выделений кальцита, переполненных включениями, и крупнокристаллического доломита второй генерации. Кальциты содержат 1,12 % Mn, 0,02—1,14 % Fe, доломиты соответственно 0,4—0,55 и 0,58—0,8 % (РМА)*. Несингенетичность кальцита и доломита отчетливо обнаруживается петрог-

* Химический состав минералов изучался с помощью рентгеновского микроанализатора Микроскан-5 (РМА) и методом атомной абсорбции (АА); спектрометр

Химический и изотопный состав карбонатных пород бугской серии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	<0,50	0,75	0,85	1,34	8,42	9,05	12,10	12,70	16,58	—	16,64	25,56	15,07	13,57
Al ₂ O ₃	<0,20	1,02	0,96	0,88	1,20	1,59	1,22	1,17	1,11	—	0,82	0,86	1,20	0,86
Fe ₂ O ₃	2,34	3,0	3,94	2,80	2,34	2,98	3,68	3,43	2,21	—	5,49	3,61	11,85	15,83
CaO	30,26	27,61	30,62	26,40	29,86	29,36	24,49	22,61	26,83	—	24,51	19,54	25,31	26,35
MgO	19,04	20,70	18,12	20,89	18,56	20,27	23,49	23,98	20,39	—	22,09	23,79	15,66	13,04
MnO	0,52	0,51	0,72	0,56	0,50	0,45	0,41	0,41	0,36	—	0,49	0,42	1,71	2,49
П.п.п.	46,74	45,10	44,29	46,54	38,61	35,80	34,17	35,20	33,29	—	29,45	22,66	He опр.	
TiO ₂						<0,02							0,049	0,01
Zn						He опр.							0,035	0,025
La	1,58	0,96	1,0	1,50	2,26	3,68	2,07	2,38	2,01	0,99	0,85	1,22	He опр.	
Ce	0,96	1,65	1,35	1,32	2,90	3,85	2,34	1,65	2,52	0,64	2,05	2,30	*	*
Sm	0,07	0,13	0,04	0,08	0,05	0,24	0,13	0,10	0,16	0,03	0,11	0,12	*	*
Eu	0,04	0,02	0,03	0,05	0,05	0,08	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	*	*
Tb	0,01	0,01	0,06	0,04	0,03	0,09	0,03	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	*	*
Yb	0,03	0,06	0,10	0,05	0,11	0,12	0,10	<0,01	0,05	0,04	0,09	0,06	*	*
Lu	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	*	*
Кальцит														
$\delta^{13}\text{C}$, ‰	—	—	—	—	-0,2	-1,2	-1,2	-0,9	-0,8	-1,6 ^{вкр}	-0,9	-1,0	-1,0	-1,4
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	—	—	—	—	+21,3	+20,6	+20,9	+21,6	+21,8	+23,7 ^{вкр}	+21,4	+21,6	+19,2	+19,4
Доломит														
$\delta^{13}\text{C}$, ‰	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,6	-0,6	-0,8	-1,6	-0,9 ^{ом}	-0,7	-0,9	He опр.	
$\delta^{18}\text{O}$, ‰	+19,1	+20,0	+20,2	+20,0	+20,3	+20,9	+20,8	+20,0	+19,0	+21,3 ^{ом}	+21,1	+21,3	*	*

Примечание. 1-2 — доломитовые мраморы-А; 3-4 — доломитовые мраморы-Б (3 — на контакте с пироксенитом); 5-8, 11, 13-14 — кальцифилы-А (5 — с округлыми зернами «серого доломита», 8 — «зеленоватое» изменение обр. 7, 13-14 — обогащенные магнетитом, шпинелью и кальцитом); 9-10 — кальцифилы-Б (9 — оксиды для всей породы; содержание РЗЭ: 9 — для вещества основной массы без «вкраплеников», 10 — для вещества «вкраплеников»; изотопный состав: 9 — кальцит и доломит для всей породы, 1,6^{вкр} — карбонаты «вкраплеников», 0,9^{ом} — карбонаты основной массы); 12 — кальцифил-В; 1, 5, 7, 8 — Антоновский карьер, скв. 1069 (глубина отбора образцов, м: 1 — 132,8, 5 — 106,2, 7-8 — 131,8); 2-4, 6, 9-12 — графитовый карьер, г. Завалье. Во всех образцах Nd < 5·10⁻⁴; Fe в форме Fe₂O₃; K₂O < 0,1 %; P₂O₅ < 0,04 %; Na₂O отсутствует; оксиды и Zr даны в %, РЗЭ в n·10⁻⁴.

рафически и определяется геохимически как по нетипичному для синхронно возникающих карбонатов кальцит-доломитовому коэффициенту распределения железа и марганца, так и по обедненности доломита карбонатных пар изотопом ^{18}O (рис. 1). Помимо карбонатов, в породах присутствуют в меняющемся количестве серпентинизированные силикаты (диопсид, форстерит, шпинель), содержащие марганец в пределах первых процентов, реже гранат, флогопит. Из рудных минералов характерен магнетит, образующий кристаллы двух генераций: ранней маломарганцевой (до 0,02 % Mn) и поздней, обогащенной марганцем (1,36—4,28 % Mn — PMA) и слагающей как самостоятельные зерна, так и наросты на кристаллах ранней генерации.

Графики нормализованных по сланцам [21] содержаний РЗЭ* в этих породах характеризуются положительной аномалией Eu и Tb (рис. 2), а на графиках содержаний, нормализованных по хондритам [22], обнаруживается отрицательная аномалия Eu и положительная Tb, причем содержания Tb выше, чем Sm.

Как правило, в кальцифирах на фоне светлой карбонатной массы выделяются макроскопически черные участки серпентинизированных силикатов. Но имеются зоны позднего изменения кальцифиров с неровными заливчатыми границами, где силикатная часть приобретает макроскопически зеленый цвет. В шлифах видно, что эти зоны относительно обогащены доломитом, в них отсутствуют реликты серпентинизированных силикатов, которые всегда обнаруживаются в скоплениях серпентина в неизменных разностях. Магнетит, который в неизменных разностях загрязняет серпентиновую массу, в подвергшихся «зеленоцветному» изменению породах выделяется в виде жилок или размещается по периферии участков, состоящих из серпентина. Образец 8 представляет собой результат «зеленоцветного» изменения кальцифира обр. 7. Сравнение показывает, что при «зеленоцветном» изменении кальцит обогащается, а доломит обедняется изотопами ^{13}C и ^{18}O (см. таблицу), причем для углерода эти изменения выражены сильнее. Уменьшается содержание РЗЭ, оказавшееся для тяжелых РЗЭ обр. 8 ниже чувствительности метода.

В некоторых образцах кальцифиров-А на фоне основной массы наблюдаются округлые поликристаллические выделения макроскопически серого доломита и появляется

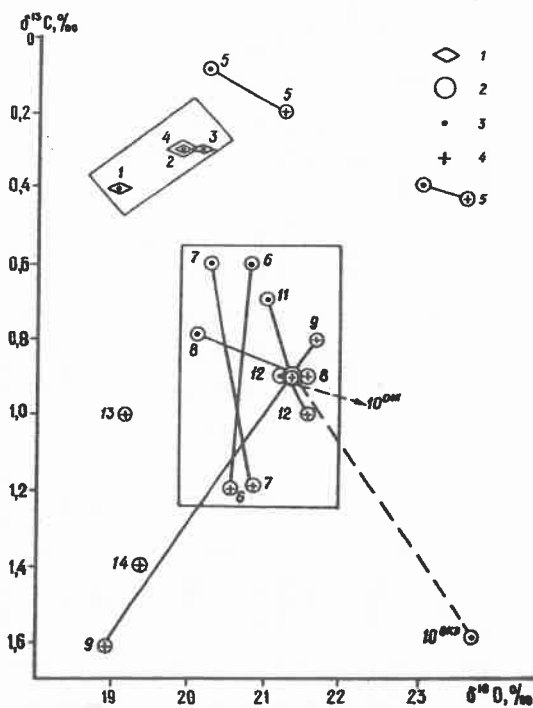


Рис. 1. Вариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатов из пород бугской серии:

1 — доломитовые мраморы; 2 — кальцифиры; 3 — доломит; 4 — кальцит; 5 — карбонатные пары (кальцит и доломит из одного образца породы); номера образцов см. таблицу

апатит (обр. 5). Фигуративная точка такого кальцифира занимает обособленное место как в координатах $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ **, так и в координатах $\text{Ce}/\text{Ce}^x - \text{Eu}/\text{Eu}^x$, а кривая нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ обнаруживает сходство с аналогичными кривыми доломитовых мраморов, но специфична малым различием значений Eu, Tb и Yb.

Отдельные образцы кальцифиров-А обогащены магнетитом и шпинелью, а в их карбонатной части увеличивается доля кальцита (обр. 13, 14). Карбонатные минералы содержат 0,57—0,91 % Fe, 0,79—1,04 % Mn, серпентинизированные силикаты — 0,69 % Mn, магнетит — до 1,78 % Mn (АА). Кальцит этих кальцифиров обеднен изотопом ^{18}O по сравнению с кальцитом остальных образцов.

В кальцифирах-А встречены выделения диопсидитов размером от десятков сантиметров до 10 м. Диопсид в них, как правило, не серпентинизирован, что может указывать

* Содержания РЗЭ определялись методом нейтронной активации; облучение в реакторе в течение 20 ч при плотности потока $1 \cdot 10^{13}$; многокомпонентный анализ проводился по инструкции НСАМ № 241-х/ЯФ.

** Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре МАТ-250; выделение CO_2 из проб осуществлялось по методу [2]; воспроизводимость значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O} \pm 0,1$ и $\pm 0,2$ ‰ соответственно.

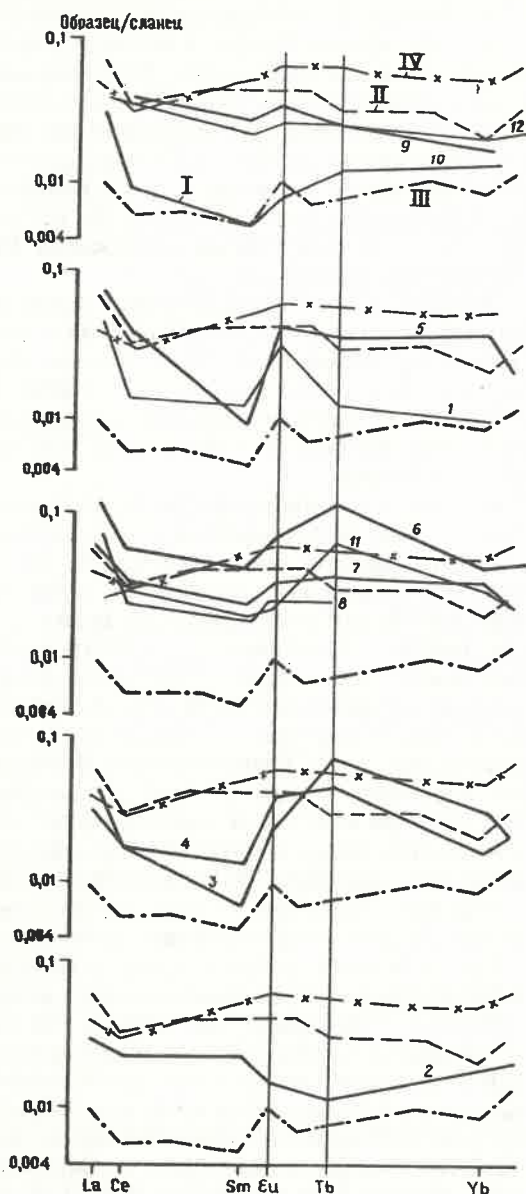


Рис. 2. Графики нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ в карбонатных породах бугской серии:

I — карбонатные породы, номера образцов см. таблицу; докембрийские осадочные породы (Т.Р. Уайдеман, Л.А. Хэскин, 1973); II — доломиты Ред-Крик, III — булавайские известняки; IV — эталон доломита 88^a (И. Жарви, К.Е. Жарви, 1985)

на более позднее формирование этих выделений в качестве выжимок метаморфогенного генезиса, в которых концентрировалась кремнекислота. Это приводило к образованию диопсида и должно было сопровождаться высвобождением углерода, чем, вероятно, и объясняется присутствие в диопсидитах графита. Изотопный состав графита диопсидитов позволяет [10] предположить, что он возник при диссоциации карбонатов в ходе метаморфических реакций. Предпо-

ложение, что диопсидиты являются продуктом метаморфизма обломков песчаника с карбонатным цементом [10], не согласуется со структурными и текстурными особенностями, а также с характером границ и расположением этих тел в массе кальцифилов.

Кальцифиры-Б (обр. 9, 10) содержат беспорядочно ориентированные выделения, сложенные диопсидом с участием карбонатов и графита. В отличие от силикатов основной массы диопсид в них почти не серпентинизирован. Эти обособления по форме похожи на вкрапленники магматических пород, а окружающая их темноцветная оторочка из серпентинизированных силикатов усиливает сходство. Структура породы напоминает порфировую структуру пироксеновых андезитов, иногда лампрофиров, имеются также черты сходства с эвтакситовой структурой игнимбритов. Насыщенность породы «вкрапленниками» и их размеры значительно колеблются. Встречаются «вкрапленники» с занозистыми окончаниями в виде вершинного расщепления кристалла или разрезания кристалла основной массой. Как в основной массе, так и во «вкрапленниках» кальцит маложелезистый (до 0,07 % Fe) и маломарганцовистый (0,3—0,4 % Mn), а в доломите обнаруживается по 0,5—0,6 % Mn и Fe (PMA). Кальцит и доломит содержат 0,25—0,38 % Zn; примерно столько же его и в диопсиде «вкрапленников», бедном Mn (до 0,24 %) и Fe (до 0,72 %). Здесь установлена наибольшая для изученных карбонатных пар разница в изотопном составе кальцита и доломита, причем доломит кальцифира-Б отличается самым низким значением $\delta^{13}\text{C}$ из всех исследованных карбонатов (см. рис. 1). В отличие от кальцита породы в целом (обр. 9) и общего карбоната (обр. 10^{ом}) основной массы кальцифира (без вещества «вкрапленников»), изотопный состав которых аналогичен изотопному составу карбонатов других кальцифилов, карбонат «вкрапленников» (обр. 10^{вкр}) обеднен изотопом ^{13}C , как и доломит породы в целом, но обогащен изотопом ^{18}O и имеет наибольшее значение $\delta^{18}\text{O}$ из всех изученных карбонатов. График нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ для основной массы слабо дифференцирован, а для вещества «вкрапленников» сходен с графиком кальцифира-А, но отличается относительно повышенным содержанием Yb. Не совсем понятно, какой фактор влияет на основные петрографические особенности этой породы, т.к. неясно, обусловлено ли образование «вкрапленников» только метаморфической дифференциацией вещества или оно предопределено структурной неоднородностью первичных пород, и мы имеем дело с реликтовыми структурами,

несколько видоизмененными метаморфическими процессами.

Кальцифиры-В (обр. 12) — тонкополосчатые, со слоями 20—60 см, имеющими структуры оползания, погружения уплотненного осадка в нелитифицированный слой или текстуры седиментационных брекчий. Нижний контакт слоев обычно неровный; возможно, это следы размыва подстилающих тонкополосчатых кальцифиров. Слои, подвергшиеся нарушению, обогащены диопсидом, что, очевидно, свидетельствует о более кремнистом их составе. Кальцифир характеризуется наименьшим из изученных пар различием изотопных характеристик сосуществующих кальцита и доломита, а содержания РЗЭ хорошо нормализуются по сланцам, что типично для осадочных и осадочно-метаморфических карбонатных пород.

Общей чертой кальцифиров А, Б, В является наличие выделений, сложенных преимущественно диопсидом с примесью карбоната и графита. Однако форма выделений, их расположение в основной массе и текстурно-структурные особенности вмещающих пород весьма различны. Очевидно, при общности метаморфического процесса, ответственного за образование диопсида и графита (диссоциация карбоната в присутствии кремнекислоты), причины, вызвавшие обогащение кремнекислотой и ее распределение в выделенных типах, были неодинаковые, что обусловлено различной природой первичного субстрата.

Доломитовые мраморы-А (обр. 1, 2) — с поликристаллическими округлыми зернами доломита, оконтуренными тонкой графит-магнетит-сульфидной массой. Единичные серпентинизированные зерна силикатов тяготеют к участкам скопления тонкозернистого темноцветного вещества. Некоторые зерна доломита кальцитизированы по периферии и трещинам спайности. В ряде случаев наблюдается градационное изменение размера зерен доломита, причем с его уменьшением увеличивается доля темноцветных и кальцита; и порода постепенно переходит в тонкополосчатый кальцифир. Нижний контакт неровный, что создает впечатление размыва. Кристаллы доломита содержат 0,4—0,57 % Mn, 1,6 % Fe, до 0,25 % Zn (РМА). Графики нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ двух образцов доломитов этого типа специфичны отрицательной аномалией Tb и заметно отличаются друг от друга.

Доломитовые мраморы-Б (обр. 3, 4) — крупнокристаллические доломиты, образующие жилные выделения и метасоматические тела различного размера. Доломит мраморов-Б, как и мраморов-А, обогащен

^{13}C и обеднен ^{18}O по сравнению с карбонатами кальцифиров. Графики нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ доломитов-Б и кальцифиров сходны. При нормализации по хондритам проявляются различия: в кальцифирах-А аномалия Eu отрицательная, содержание Eu меньше, а Tb больше, чем Sm; в доломитах-Б аномалия Eu отсутствует или положительная, содержания Eu и Tb больше, чем Sm.

Обнаруженные существенные отличия петрографических типов карбонатных пород бугской серии свидетельствуют, по нашему мнению, не столько о различии процессов их преобразования, сколько о их первичной различной природе и изначальной гетерогенности толщи.

В частности, кальцифиры-В обладают текстурными особенностями и геохимическими признаками осадочных пород. Вероятно, и доломитовые мраморы-А, судя по округлой форме поликристаллических зерен, наличию градационных текстур и непостоянству ассоциации РЗЭ, также являются первично-осадочными отложениями, возможно, потокового (турбидиты), а не бассейнового типа. Однако неясно, были ли это первично известняки или доломиты. При сходстве изотопных характеристик доломита этих пород и метасоматических доломитовых мраморов по содержанию РЗЭ доломитовые мраморы-А существенно отличаются от остальных изученных образцов.

Исследователи неоднократно отмечали постепенные переходы пироксенитов в кальцифиры-А. Ультраосновные породы как бы растворяются в них, образуя обогащенные темноцветными минералами промежуточные зоны с расплывчатым контуром. Вблизи тел ультрабазитов наблюдаются жилы, которые по составу и текстуре аналогичны кальцифирам. Еще в 30-е годы И.В. Дубына указал на сходство картины ассимиляции ультрабазитов с процессом мигматизации, с тем отличием, что роль гранитной лейкосомы играет карбонатное вещество. В кальцифирах имеются многочисленные шилы и прослои серпентиновых пород, а по данным Г.Г. Виноградова, — отдельные тела хромитов. В настоящее время в другой структуре Среднего Побужья на Капитановском месторождении обнаружены карбонатные породы с реликтами хромитовых и никелевых руд [6]. Встречаются гранатовые разновидности кальцифиров, состав которых не позволяет отнести их к парапородам [17]. Нами наблюдались гранат-карбонатные породы, в которых сквозь гранобластовую структуру карбоната просвечивает структура гранатового пироксенита, проявляемая темноцветными включениями, прежде оконтуривавшими зерна пироксена или располагавшими

мися по трещинам спайности. И.В. Дубына описал гранат-карбонатные породы с характерной шаровой отдельностью в обнажениях р. Южный Буг. Изотопный состав кислорода кальцита из кальцифира с гранатом ($\delta^{18}\text{O} + 11,9\text{‰}$) также не типичен для карбонатов осадочных и осадочно-метаморфических пород. В толще кальцифиров встречаются высокоглиноземистые породы, которые в отличие от аналогичных пород кошаро-александровской свиты бугской серии на петрохимических диаграммах занимают место, не свойственное метаморфизованным пелитам [3].

Характерное для кальцифиров низкое отношение изотопов стронция (0,7028—0,7034 [6]) в общем не типично для осадочных карбонатов, но может, однако, отражать специфику данной докембрийской эпохи. Многие карбонатные породы бугской серии отличаются повышенной марганцовистостью (до 4 % MnO), что свойственно также ультрабазитам и хромититам этого региона. Наконец, в разрезе широко развиты карбонатно-магнетитовые, часто марганцовистые руды, метасоматический генезис которых убедительно доказан [18]. Таким образом, имеются многочисленные свидетельства развития метасоматических процессов в карбонатной толще, к числу которых относится также и сходство графиков нормализованных содержаний РЗЭ кальцифиров-А и метасоматических доломитов. Вероятно, кальцифиры-А возникли в результате метасоматического преобразования первичной толщи, в которой наряду с карбонатными присутствовали основные и ультраосновные породы.

Несмотря на различия, изученные породы обладают рядом общих черт, что важно для понимания характера их последующих изменений. По химическому составу (см. таблицу) как доломитовые мраморы, так и кальцифиры бугской серии отвечают доломитам или имеют избыток магния, в связи с чем отношение CaO/MgO снижается до 0,82.

При сравнении с графиками средних составов осадочных и гидротермальных пород архея именно обогащенность магнием выделяет графики химического состава этих пород. Относительное постоянство отношения CaO/MgO (впервые установленное В.В. Смирновым [15]) в петрографически весьма различных породах обычно не свойственно первично-осадочным породам. Важной особенностью изученных пород является узкий диапазон вариаций изотопного состава карбонатов, что также необычно для осадочных образований и свидетельствует о наличии единого процесса изменения, оказавшего воздействие на весь разрез и приведшего к

сближению изотопных характеристик петрографически значительно различающихся пород. Так, для кальцитов значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в пределах $-0,2$ — $-1,4\text{‰}$ (PDB), $\delta^{18}\text{O} + 19$ — $+21,3\text{‰}$ (SMOW). Нетипичность узкого интервала колебаний изотопных характеристик карбонатов этих пород отмечали и другие исследователи [6]. Указанные значения попадают в диапазон вариаций, установленный как для карбонатов осадочно-метаморфических пород, так и для карбонатов, замещающих основные и ультраосновные породы.

За исключением одного образца доломит карбонатных пар по сравнению с кальцитом обеднен изотопом ^{18}O , что подтверждает выявляемую петрографически разновременность формирования кальцита и доломита в этих породах. Заслуживает внимание и то, что для всей совокупности изученных карбонатов не обнаружена закономерная связь между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, хотя она намечается для кальцита кальцифиров. Наконец, для доломита кальцифиров и доломитовых мраморов определена положительная корреляция отношения CaO/MgO в породе с содержанием $\delta^{13}\text{C}$, что, вероятно, говорит об общности генезиса доломита этих пород и преобладании в них метасоматического доломита. В координатах $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ смещение положения фигуративных точек доломита кальцифиров относительно кальцита кальцифиров происходит в том же направлении, что и смещение фигуративных точек доломита доломитовых мраморов относительно карбонатов кальцифиров. Это подтверждает высказанное предположение о преобладании метасоматической разновидности доломита во всей карбонатной толще.

Общие особенности устанавливаются и при анализе содержания РЗЭ. Отмечается положительная корреляция отношения CaO/MgO и отношений La/Yb и Sm/Yb , а также значений аномалии Eu , рассчитанных по графикам содержаний РЗЭ, нормализованных как по сланцам, так и по хондритам. Графики нормализованных содержаний РЗЭ изученных пород заметно отличаются от таковых для осадочных и осадочно-метаморфизованных карбонатных пород докембрия и фанерозоя (кроме кальцифира-В). Это дифференцированные кривые с положительной аномалией Eu и (или) Tb и, как правило, при наличии отрицательной аномалии Ce нормализованные по сланцам содержания Sm меньше, чем Ce , что часто наблюдается в метасоматитах. При сравнении с графиками содержаний РЗЭ в карбонатных породах докембрия обнаруживается сходство образцов бугской серии с рифейскими карбонатами Урала [1] (рис. 3). Аналогичное увеличение содержаний CPZЭ и

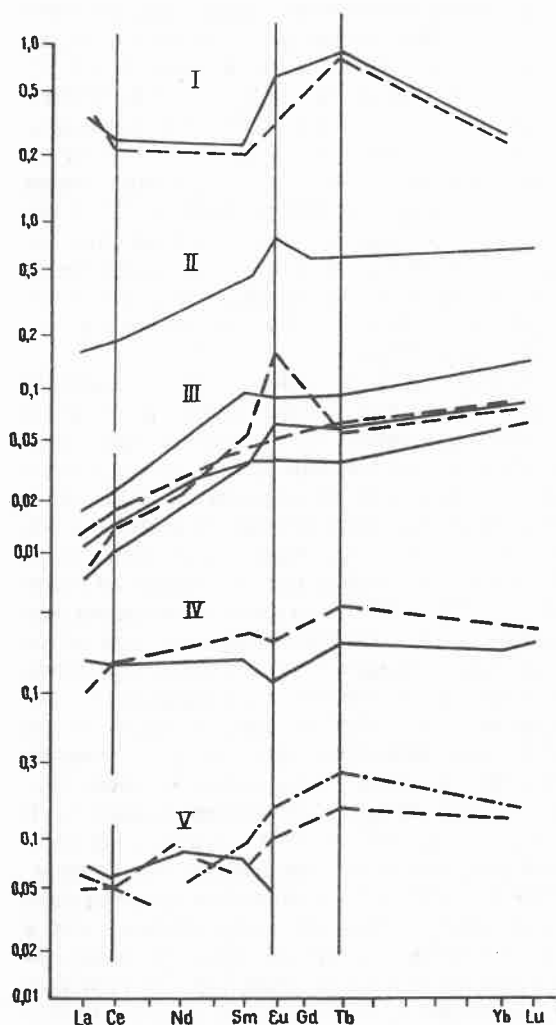


Рис. 3. Графики нормализованных по сланцам содержаний РЗЭ в карбонатных породах:

I — карбонатные породы рифея Урала [1] (сплошная линия — средние содержания для всей выборки, пунктирная — для выборки без учета образца с аномальным содержанием Eu); II — карбонат сложного состава, замещающий коматииты [29]; III — метасоматические магнезиты (сплошная линия) и доломиты (пунктирная), развитые по известнякам [26]; IV — карбонатные породы [20] (сплошная линия — средние значения для неизмененных известняков и доломитов, пунктирная — для измененных доломитов); V — карбонатные породы [25] (сплошная линия — средние значения для неизмененных доломитов, пунктирная — для гидротермально измененных доломитов, штрихпунктирная — для гидротермальных магнезитов)

ТРЗЭ в сочетании с $Sm/Ce < 1$ наблюдается и в образцах из железистой формации надгруппы трансвааль [19]. Рост содержаний СРЗЭ и ТРЗЭ с образованием или углублением положительной аномалии Eu и Tb (но при $Sm/Ce > 1$) характерен для океанических вод в зонах развития гидротерм [27] и для карбонатных пород, подвергшихся гидротермальному воздействию, до-

ломитизации и магнезитизации [20, 24, 25] (см. рис. 3). Аналогичные особенности устанавливаются для доломитов и магнезитов визейских отложений Австрии, что, возможно, свидетельствует о мобильности некоторых РЗЭ при метасоматическом замещении первичных известняков, а не о пассивности РЗЭ в этом процессе, как предполагают В. Клейст, Х. Коеберб, В. Кернер. Резкое увеличение нормализованных содержаний СРЗЭ и ТРЗЭ наблюдается и в замещающем коматииты карбонате [29]. Несмотря на то, что поля, ограничивающие расположение фигуративных точек доломитовых мраморов и кальцифиров в координатах $Ce/Ce^x - Eu/Eu^x$, различны, для обоих типов пород устанавливается обратная зависимость между этими отношениями.

Итак, среди изученных пород по петрографическим и геохимическим особенностям выделено пять разновидностей.

Совокупность полученных данных свидетельствует о гетерогенности первичного субстрата карбонатной толщи бугской серии в Завальевской и Хашеватской структурах. Очевидно, одни из слагающих толщу пород возникли как бассейновые и потоковые (турбидиты) осадки, другие — в результате замещения основных и ультраосновных пород.

В то же время эти породы имеют ряд общих особенностей — повышенную железистость и марганцовистость и, несмотря на значительные петрографо-минералогические различия, относительно постоянное и низкое отношение CaO/MgO и узкий диапазон вариаций изотопных характеристик, а также преобладание дифференцированных кривых нормализованных содержаний РЗЭ.

Перечисленные особенности, наряду с установленными закономерностями распределения изотопов углерода и кислорода в карбонатных минералах кальцифиров и доломитовых мраморов, характером взаимосвязи изотопных характеристик с отношением CaO/MgO , а также наличием характерной аномалии СРЗЭ и ТРЗЭ на графиках нормализованных содержаний РЗЭ, позволяют предположить существенную роль магнезиального карбонатного метасоматоза, повлиявшего на все типы пород и обусловившего их общие геохимические особенности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Любимцева Ю.П. Редкоземельные элементы в карбонатных породах рифея Южного Урала // Ежегодник-1984. Информ. мат-лы ИГиГ им. Заварицкого. Свердловск, 1985. С. 68—71.
2. Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Попова Н.К. Способ выделения CO_2 из карбонатов для изотопного анализа. А.с. 552536 (СССР). Заявл. 11.04.74,

- № 2015215/26 (046004); Оpubл. в Б.И., 1977, № 12.
3. Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. — Л.: Недра, 1977.
 4. Гурвич Е.М., Рахманов В.П. Кальцифиры бугской серии (AR — PR₁) УКЩ. Проблемы генезиса // Физико-химические обстановки карбонатакопления в докембрии в связи с эволюцией состава атмосферы и гидросферы: Тез. докл. Мурманск, 1988. С. 17—19.
 5. Ершов В.А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы. М., 1960. С. 183—193.
 6. Загитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989.
 7. Полово Н.И., Сироштан Р.И., Бондарева Н.М. Карбонатные породы Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1965.
 8. Коломиец Г.Д. Новые данные о протоплатформенном карбонатитовом магматизме Украинского щита // Тез. докл. IV регионального петрографического совещ. по европейской части СССР. Петрозаводск, 1987.
 9. Кононов Ю.В., Кононов М.М. Образование карбонатных и других углеродсодержащих нижнедокембрийских пород в зонах пластовых деформаций // Физико-химические обстановки карбонатакопления в докембрии в связи с эволюцией состава атмосферы и гидросферы. Мурманск, 1988.
 10. Коржинский А.Ф., Мамчур Г.П. Изотопный состав углерода графита и карбонатов из гнейсов AR Украинского щита как индикатор условий образования графита // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1978. Ч. 107. Вып. 4. С. 442—448.
 11. Кривенко В.А. Кальцифиры чарской серии // Вопросы геологии и металлогении Читинской области. М., 1986. С. 24—31.
 12. Летушинкас А.И. Форстеритовые кальцифиры в метаморфическом комплексе Ташельги (Горная Шория) // Тр. Томского ун-та. 1974. Т. 221. С. 86—89.
 13. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов: Вища школа, 1975.
 14. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиморфизм и структурная эволюция. — М.: Наука, 1988.
 15. Смирный В.В. Закономерности минерального состава мраморов и кальцифиров тетерево-бугской свиты (Украина) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1968. Т. 121. Вып. 1. С. 179—190.
 16. Шахов Г.П. Интрузивные кальцифиры в бассейне р. Сутама // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 4. С. 941—945.
 17. Щербakov Г.Б. Вапняки среднего Побужья // Тр. ИГН АН УРСР. Сер. петрография, минералогия, геохимия. 1963. Вып. 20. С. 5—40.
 18. Яроуцук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. — Киев: Наук. думка, 1983.
 19. Beukus N.J., Klein C. Geochemistry and sedimentology of a facies transition-microbanded to granular iron formation in the early Proterozoic Transvaal supergroup, South Africa // Precambrian research, 1990. Vol. 47. № 1/2. P. 99—139.
 20. Graf J.L. Effect of Mississippi valley-type mineralization on REE pattern of carbonate rocks and minerals, Viburnum trend SE Missouri // Journal of geology. 1984. Vol. 92. № 3. P. 307—324.
 21. Haskin M.A., Haskin L.A. Rare Earths in European shales, a redetermination // Science. 1966. Vol. 154. № 3748. P. 507—509.
 22. Haskin L.A., Paster T.P. Geochemistry and mineralogy of the Rare Earths // Handbook of the physics and chemistry of Rare Earths. 1979. Vol. 3. Chap. 21. P. 1—80.
 23. Hubberton H.W. The isotopic composition of carbonate carbon from deep-sea basalts // Geochemical journal. 1982. Vol. 16. № 3. P. 95—105.
 24. Jarvis J.C., Wildeman T.R., Banks N.G. Rare Earths in the Leadville limestone and its marble derivatives // Chemical geology. 1975. Vol. 16. № 1. P. 27—37.
 25. Luo Yaoxing. The REE mobility during magnesitization and the material source of the deposits in Dashiquao // Geological review. 1980. Vol. 36. № 1. P. 40—47.
 26. Kleist W., Koeberl Ch., Korner W.W. Geochemistry of magnesites and dolomites at the Oberdorf/Saming (Austria) deposit and implications for their origin // Geologische Rundschau. 1990. Bd 79. H. 2. P. 327—335.
 27. Klinkhammer G., Elderfield H., Hudson A. Rare Earth Elements in seawater near hydrothermal vents // Nature. 1983. Vol. 305. № 5931. P. 185—188.
 28. O'Neil J.R., Barnes J. C¹³ and O¹⁸ compositions in some fresh water carbonates associated with ultramafic rock and serpentinites, Western US // GGA. 1971. Vol. 35. № 7. P. 687—697.
 29. Resetting of REE and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a comatiite flow from Finland /S. Tourpin, G. Gruau, S. Blais, S. Lourdade // Chemical geology. 1991. Vol. 90. № 1/2. P. 15—29.
 30. Stern R.J., Gwinn C.J. Origin of late Precambrian intrusive carbonates Eastern Desert of Egypt and Sudan: carbon, oxygen and Sr isotopic evidence // Precambrian research. 1990. Vol. 46. № 3. P. 259—272.
 31. Veiser J., Hoefs J., Ridler R.H., Jensen L.S., Lowe D.R. Geochemistry of precambrian carbonates. 1. Archean hydrothermal systems. 2. Archean sedimentary rocks // Geochemica et cosmochemica acta. 1989. Vol. 53. № 4. P. 845—871.

УДК 550.42:550.93

© В.П. Макаров, 1993

Фракционирование радиогенных изотопов и изобаров в природных условиях

В.П. МАКАРОВ (МГГА)

Вопрос о фракционировании, т.е. разделении под влиянием физико-химических условий минералообразования используемых при геохронологических исследованиях ра-

диогенных изотопов и изобаров, изучен слабо. Ранее Г.Фор и Д.Пауэлл (1974) отмечали равномерное распределение радиогенных изотопов и изобаров (РГИИ) в расплавлен-

ной магме, сохраняющееся при кристаллизации, а дискордантность возрастов магматических пород связывали с эпигенетическим воздействием постмагматических процессов. Однако данное утверждение, принимаемое в качестве аксиомы, не согласуется с учитываемым при геобаротермических исследованиях явлением фракционирования изоморфных и изотопных элементов, проявляющих физико-химическую аналогию с РГИИ. Это противоречие послужило основанием для детального изучения проблемы, результаты которого частично приведены в работе [7].

В геохронологических уравнениях содержание элемента выражается количеством атомов без уточнения единицы измерения, хотя правильнее — числом атомов в единице объема вещества. Однако в современной аналитике содержания элементов определяются в относительных единицах — %, г/т и пр. Поэтому последние необходимо перевести в систему единиц геохронологических уравнений. Согласно системам физических единиц, основными параметрами, характеризующими количество вещества, являются масса (г) и объем (см³), а величиной, адекватно отражающей эти параметры, плотность (или удельный вес) d вещества.

Пусть N^* — число атомов в единице объема, C — относительное содержание изотопа элемента в соединении, ρ — масса одного атома этого изотопа. Тогда $N^* = Cdp$. Поскольку ρ принципиально не влияет на последующие выводы, используется равенство

$$N = Cd, \quad (1)$$

показывающее общую массу атомов изотопа в единице объема. Дальнейший анализ проводится на примере уравнения

$$N_6 = N_8 (e^{\lambda_8 t} - 1), \quad (2)$$

где N_6 — число атомов изотопов свинца ²⁰⁶Pb, образовавшихся за время t ; N_8 — число атомов изотопа ²³⁸U, оставшихся после распада; λ_8 — постоянная распада урана. При фиксированном t уравнение (2) это уравнение квазиизохроны с угловым коэффициентом $S_0 = (e^{\lambda_8 t} - 1)$. В билогарифмических координатах уравнение (2) преобразуется в выражение

$$\ln N_6 = \ln N_8 + \ln (e^{\lambda_8 t} - 1), \quad (3)$$

представляющее собой уравнение прямой линии с угловым коэффициентом $S = 1$. Подставляя равенство (1) в уравнение (2), получаем соотношение

$$C_6 d = C_8 d S_0, \quad (4)$$

где C_6 и C_8 — относительные содержания изотопов ²⁰⁶Pb и ²³⁸U в пробе по данным анализов; d — плотность исследуемого ми-

нерала. В случае изучения одной пробы d сокращается, но для надежной оценки возраста (Ю.А. Шуколюков и др., 1971) необходимо использовать минимум две пробы для построения изохроны с измеренными плотностями минералов d_1 и d_2 . Изменения d обусловлены различными концентрациями рудного минерала (уранинита, настурана, галенита) в пробах, имеющих относительно безрудных проб большую плотность. В этом случае угловой коэффициент S^* квазиизохроны определится из равенства

$$S_0 = \frac{C_{62} - C_{61} (d_1/d_2)}{C_{82} - C_{81} (d_1/d_2)}, \quad (5)$$

свидетельствующего о зависимости S_0^* от соотношения плотностей анализируемых проб. Этот вывод верен также для двух минералов с различными плотностями и показывает зависимость от последних возрастной дискордантности.

Ниже рассмотрены особенности распределения РГИИ в минералах по литературным данным (табл. 1).

Исследованы амфиболы АМ (без разделения на виды), апатит АП, арвфедсонит АФ, биотит БИ, галенит ГЛ, гранат ГР, диопсид ДИ, ильменит ИЛ, калиевый полевой шпат КШ, кальцит КЛ, кварц КВ, кианит КИ, клинопироксены КП, магнетит МТ, монацит МН, мусковит МУ, нефелин НЕ, оливин ОЛ, ортит ОР, ортопироксены ОП, плагиоклазы ПЛ, пирит ПИ, пироклор ПХ, содалит СД, сфен СФ, уранинит УР, флогопит ФЛ, хлорит ХЛ, циркон ЦР, эвдиалит ЭВ, энстатит ЭН, эпидот ЭП и др.

Полученные результаты (табл. 2, рис. 1) показывают зависимость отношений содержаний изотопов и изобаров от плотности минералов. Более четко это явление подчеркивается распределениями РГИИ по минеральным парам (рис. 2), для которых точки наблюдения располагаются вдоль прямой с угловым коэффициентом $S^* \neq 1$ в отличие от предполагаемого. Подобная схема установлена для свинцовых систем в парах АП — СФ гнейсов Гренландии (Х. Баадсгаард и др., 1976), для стронциевых в ассоциации БИ — КШ — ПО гранитов Африки и Тасмании (Х. Баадсгаард и др. 1976), пегматитов Колорадо (Ж.У. Везерилл и др., 1965), метаморфических и изверженных пород Мичигана (Л.Т. Олдрих и др., 1965) и др. Она же свойственна изобарам ⁸⁷Sr и ⁸⁷Rb в тех же минералах и регионах, а также для ⁴⁰Ar и ⁴⁰K в ассоциациях БИ — МУ — КШ — ПЛ гранитов, гранодиоритов и гнейсов (И.Е. Старик, 1961; М.Р. Вильсон, 1972; Р.К. Ванлесс и др. 1970; Л.Т. Олдрих и др., 1965). Выявлены также частные взаимоотно-

1. Представительность фактического материала

Параметры	Геохронологические системы		
	рубидий-стронциевые	аргон-калиевые	свинцовые
Число источников	30	30	30
Общее число минералов	19	15	39
В т.ч. по двум минералам	54	190	36
« « трем «	24	19	14
« « четырем «	9	11	1
« « пяти «	8	—	2
Число объектов	43	103	55
Число анализов	256	416	250

2. Зависимость изотопных отношений от плотности минералов

Минералы	Породы	Плотность, г/см ³	Отношения содержаний элементов			Источник
			Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	
КШ	Сиенит	2,56	0,1584	0,4587	0,70606	[3]
НЕ	«	2,60	0,0614	0,1777	0,70454	«
АФ	«	3,45	0,0057	0,0166	0,70372	«
СФ	«	3,56	0,0002	0,0007	0,70367	«
КШ	Уртит	2,56	26,55	79,86	1,1121	«
НЕ	«	2,60	2,61	7,59	0,744	«
ЭВ	«	2,92	0,0012	0,0034	0,70386	«
КШ	Метапелит	2,56	0,162	0,468	0,71552	[13]
ПЛ	«	2,76	0,030	0,0872	0,71532	«
КШ	Гранулит	2,56	0,857	2,47	0,72341	«
ПЛ	«	2,76	0,244	0,708	0,71980	«

ношения между минералами различных пород (табл. 3).

Наиболее полная картина распределений РГИИ получена при сопоставлении ранжированных по d (эталонных) последовательностей минералов и таковых по изотопным (изобарным) отношениям (ПМИО) (табл. 4). В каждой паре минералов на первое место ставится минерал с большей плотностью. Если при этом изотопные (изобарные) отношения подобны отношениям плотностей этих минералов, то такие пары названы нормальными, в противном случае — инверсными. Число первых составит индекс нормальности I_n (инверсности I_i), который выражается также в относительных единицах i_n (i_i) = I_n (I_i) / (I_n + I_i). Точки, фиксирующие пары и расположенные правее главной диагонали, соответствуют нормальным парам в табл. 4, левее — инверсным. Числитель или целое число — частота встречаемости данной пары, знаменатель — i_n в %. По соотношению нормальных и инверсных пар строятся последовательности минералов (табл. 5). Сравнение этих последовательностей осуществляется с помощью показателя различия I [6]. Для сравнения

на рис. 3 приведены распределения изотопов О, С и Д в минералах.

Из выполненных построений и расчетов следует, что изотопные системы включают свинцовые и стронциевые системы; примеры распределений в них показаны в табл. 4, сводные ПМИО — в табл. 5. Высокая степень нормальности сопровождается низкими значениями I_H и I . Для свинцовых систем намечается тенденция преимущественного накопления тяжелого изотопа в более тяжелом минерале, обладающем более высокой плотностью. Стронциевая система не стабильна в связи с существенными колебаниями I_H и повышенными I , что свидетельствует о тенденции накопления тяжелого изотопа в более тяжелом минерале.

Изобарные системы включают системы $^{87}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}$ и $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ (см. табл. 5). Первая из них (отношение $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$) не стабильна, характеризуется низкими значениями $i_{\text{н}}$. Из-за недостатка данных выделяются две частные ПМИО. Первый ряд отражает распределение элементов в кислых породах (пегматитах, гранитах, гнейсах, сланцах), показывая независимость его от типа пород, второй — в средних и основных. Аргон-калиевая система (отношение $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$) также

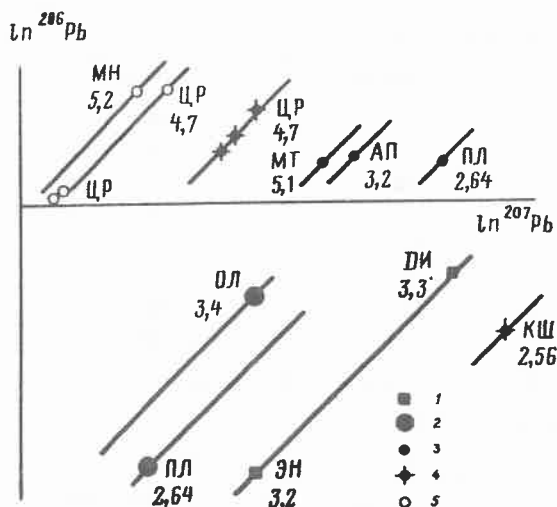


Рис. 1. Зависимость изотопных составов минералов от их плотности:

положение квазиизохрон, построенных соответственно по данным: 1 — Р.Е. Зартман и др., 1973; 2 — Р.К. Ванлесс и др., 1974; 3 — Е.И. Гамильтон, 1968; 4 — Дж.Н. Алейникофф и др., 1979; 5 — В. Шенк, 1980. Поскольку для конкретных минеральных пар единицы измерения и масштаб диаграмм не имеют принципиального значения, они опущены. Зависимости устанавливаются по положению квазиизохрон

менее стабильна, чем свинцовая, хотя в ней более высокий показатель i_n . Взаимоотношения названных изобаров по возрастным периодам и породам (табл. 6) достаточно устойчивые и свидетельствуют об относительном накоплении Ag в более тяжелом минерале.

При решении геохронологических задач используются пары элементов, которые классифицируются следующим образом.

Изотопы — два элемента с одним и тем же зарядом ядра атома, имеющие равное число протонов в ядре (В.И. Лебедев, 1957). Изменение атомного веса за счет изменения числа нейтронов не изменяет электронную структуру и, следовательно, истинные электронные уровни изотопных молекул (Ф.Ж. Гальверсон, 1948), вследствие чего сохраняются близкими атомные и ионные радиусы изотопных форм. Так, расстояние Na — Cl в молекулах $Na^{35}Cl$ и $Na^{37}Cl$ равно соответственно 4,485 и 4,4601 Å (Р.Л. Матхи, 1968), между компонентами в молекулах $^{107}AgBr$ и $^{109}AgBr$ — 2,393068 и 2,393074 Å, в соединениях $^{107}Ag^{35}Cl$ и $^{109}Ag^{37}Cl$ — 2,28074 и 2,28082 Å (Л.Ц. Криммер, 1966). Малые изменения межатомных расстояний ведут к слабому изменению объема кристаллической решетки. Например, объем кристаллической решетки оксалатов $NaHCO_2O_4H_2O$ и $NaDC_2O_4H_2O$ изменяется от 224,429 до 225,113 Å³ (Р. Теллегрена и др., 1971) и свидетельствуют о независимости изотоп-

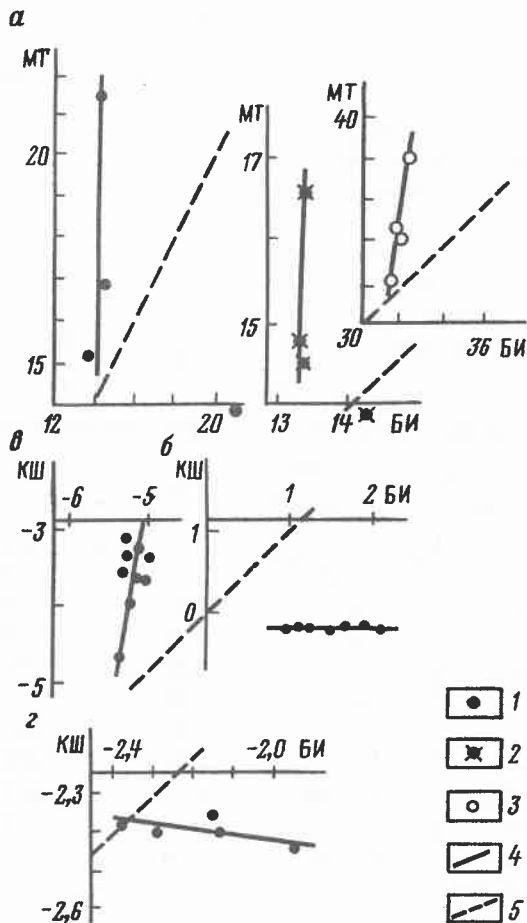


Рис. 2. Распределение радиогенных изотопов и изобаров между минералами:

изотопные системы: а — распределение отношений содержаний изотопов Pb в минералах гнейсов Гренландии (Х. Баадсгаард и др., 1976); зависимости: 1 — $^{206}Pb/^{204}Pb$, 2 — $^{207}Pb/^{204}Pb$, 3 — $^{208}Pb/^{204}Pb$, 4 — наблюдаемые, 5 — предполагаемые; б — распределение значений $\ln (^{87}Sr/^{86}Sr)$ в гранитах (П. Брукс, 1966); изобарные системы: распределения: в — $\ln (^{87}Sr/^{87}Rb)$ в гранитах (350—450 млн лет, по П. Бруксу, 1966); з — $\ln (^{40}Ar/^{40}K)$ в минералах гранитоидов и гнейсов (Л.Т. Олдрих и др., 1965)

ных распределений от давления на доступных для геологических наблюдений глубинах, что подтверждено экспериментами с изотопами O в системе $CaCO_3 - H_2O$ (Р.Н. Клейтон и др., 1976) и C в системе $CH_4 - H_2O$ [12] и используется на практике в целях геотермометрии (Р.Н. Клейтон и др., 1959; У. Боттинга, 1968, 1973; Г.П. Тейлор, 1970; П. Дейнес, 1977).

Несмотря на общность природы фракционирования, закономерности миграции стабильных изотопов легких элементов (СИЛЭ) нельзя непосредственно распространять на радиогенные изотопы (РГИ) в связи с различием форм их нахождения. Если СИЛЭ (например, O и C в КЛ) это

3. Соотношения между минеральными парами по изотопным характеристикам

Система	Изотопные и изобарные отношения	Последовательности минералов
Изотопная	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	СФ > АП, МТ > БИ, ПЛ > КШ
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	СФ > АП, МТ > БИ, ПЛ > КШ
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	СФ > АП, МТ > БИ, ПЛ > КШ
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	БИ > КШ > ПЛ
Изобарная	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	ПЛЯ > КШ > БИ ≈ МУ
	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	АМ > БИ > КШ > МУ, БИ > ПЛ

4. Распределение отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по минеральным парам

1-й минерал	2-й минерал												
	УР	ГЛ	ПИ	МН	МТ	ЦР	ПХ	ОР	СФ	АП	БИ	ПЛ	КШ
УР	*	4/100	9/100			1							
ГЛ	—	*											
ПИ	—		*		—				—	—	2/67	3/100	2
МН				*		10/45			1	1	1		
МТ			2		*				—	2/33	3/75	6/100	3/100
ЦР	—			12/55		*	—	9/75		6/100	2		10/100
ПХ						4/100	*	1					
ОР						3/25	—	*	1	1		1	
СФ			3/100	—	4/100			1	*	20/100	6/100	11/100	7/100
АП			4/100	—	4/66	—		—	—	*	6/100	12/100	13/100
БИ			1/33	—	1/25	—			—	—	*	8/100	7/100
ПЛ			—		—			—	—	—	—	*	21/90
КШ			—		—	—			—	—	—	4/100	*
d	10,4	7,5	5,2	5,2	5,1	4,7	4,2	4,1	3,6	3,2	3,1	2,64	2,56

Примечание. * – главная диагональ; «—» – нет анализов; пустые клетки – нет данных.

5. Поминеральные ряды фракционирования радиогенных изотопов и изобаров

Система	Отношения РГИИ	Последовательности минералов	I
Изотопная	Эталонное	УР > ГН > ПИ > МН > МТ > ЦР > ПХ > ОР > СФ > АП > БИ > КВ > ПЛ > КШ	—
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	УР > (ГН, ПХ) > МН ≈ ЦР > (ОР, СФ) > АП > МТ > (ПИ, БИ) > (КВ, ПЛ) > КШ	0,13
	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	УР > ГН > МН ≈ ЦР ≈ ОР > (ПХ, СФ) > МТ > АП > (ПИ, БИ) > (КВ, ПЛ) > КШ	0,15
	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	(МН, ОР) > [(УР ≈ ГН), ЦР] > МТ ≈ (ПХ, СФ) > АП ≈ (ПИ, БИ) > (КВ, ПЛ) > КШ	0,13
	$\delta^{18}\text{O}$	КВ > КШ > ПЛ > АМ > БИ > КП > ОЛ > МТ (кислые породы; Е.К. Донцова, 1979)	0,95
	$\delta^{18}\text{O}$	КВ > КШ > МУ > КИ > АМ > ГР > БИ > ХЛ > ИЛ > МТ (сланцы; Дж.Д. Гарлик и др., 1967)	0,61
	Эталонное	ГР > СФ > ОЛ > КП > ОП > АМ > АП > БИ > МУ > ФЛ > ПЛ > НЕ > КШ > СД	—
Изобарная	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	(БИ, ОП) > МУ > ГР > (КШ, ОЛ) > (КП, НЕ, АМ) > ПЛ > АП > СФ	0,37
	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	ПЛ > АП > СФ > (НЕ, АМ) > КШ > МУ > БИ	0,33
	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Rb}$	КП > ОП > ОЛ > АМ > БИ	0,13
	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	АМ > МУ > [НЕ, (КП ≈ ОП)] > (СД, КВ) > БИ > ПЛ > КШ > ФЛ	0,30

Примечание. В скобках приведены минералы, положение которых с большей точностью не определяется.

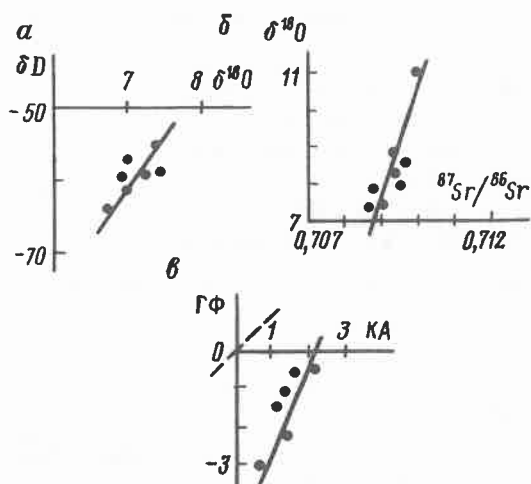


Рис. 3. Распределение изотопов легких элементов в минералах:

a — в мусковитах аплитов Калифорнии (Б.Е. Тейлор и др., 1979), по соотношению изотопов температура образования МУ — 550—600 °C [9]; *б* — изотопов кислорода и стронция в тейфритах Италии (Х. Тейлор и др., 1979); *в* — изотопов углерода между графитом (ГФ) и кальцитом (КА) мраморов амфиболитовой фации Адиронак (Дж.В. Валлей и др., 1981), при условии равновесия минералов с метаном температура их образования 700—800 °C [8]

минералообразующие компоненты, в которых ^{18}O и ^{13}C — изоморфные различия, то РГИ таковыми не являются. Например, К в БИ и МУ, Sr в стронцианите, U в уранините являются минералообразующими элементами, однако Ag, Rb и Pb им не изоморфны. В большинстве случаев радиогенные изотопы к ним не относятся (К — Ar, Sr — Rb в ОЛ и ПЛ; U — Pb в СФ и пр.), а являются микроминеральными, эндокриптными примесями, условия формирования которых также влияют на распределения изотопов в минералах.

Изобары — элементы с равным числом нуклонов в ядре атома, но разным — протонов. Это определяет равенство атомных весов и различие зарядов ядер атомов, соответственно структур их электронных оболочек, а значит, атомных и ионных радиусов (табл. 7). Влияние внешних условий на распределение изобаров обусловлено тем, что дочерние продукты распада (Ag, Sr, Pb), являясь ядрами отдачи, перемещаются под влиянием сил взаимодействия движущегося и заряженного поля ядра отдачи с внутренним кристаллическим и внешним тепловым и барическим полями. Качественная оценка условий фракционирования РГИИ возможна на основе представлений о «статистических суммах по состояниям» (Я. Бигелейзен, 1975). Отношение этих «статсумм» для

изотопно различных форм в первом приближении описывается уравнением

$$\left(\frac{Z^*}{Z}\right) = \left(\frac{S}{S^*}\right) \left(\frac{M^*}{M}\right)^{3/2} \left(\frac{I}{I^*}\right) f(T), \quad (6)$$

где S — число симметрии, M — молекулярный (атомный) вес, I — момент инерции, T — абсолютная температура; звездочкой помечены частицы с большей атомной (ионной) плотностью.

Для изотопнозамещенных форм, в простейшем случае не различающихся симметрией, $(S/S^*) \rightarrow 1$; кроме того, $(I/I^*) \rightarrow 1$, поскольку изотопные различия имеют близкие линейные размеры. Например, для пропана C_3H_8 (Д.Р. Лайд, 1960) максимальные отклонения моментов инерции $\Delta I_x = 1,6498$ и $\Delta I_y = 1,5806$ или соответственно 2,43 и 2,65 % от исходных значений; для фенола (Х. Форест и др., 1966) $\Delta I_x = 3,63$ и $\Delta I_y = 5,30$ %. Поэтому отношение «статсумм» зависит преимущественно только от молекулярных (атомных) весов и температуры T . Для изобарозамещенных форм $M^*/M = 1$, но из-за резких различий линейных размеров (см. табл. 7) отношения (S/S^*) и (I/I^*) существенно отличаются от единицы и влияют на распределение изобаров в минералах. Кроме того, различие размерных параметров кристаллической решетки обуславливает зависимость изобарных распределений от давления. Не совсем ясна роль валентных форм. Дело в том, что оба материнских изотопа ^{40}K и ^{87}Rb находятся в состоянии K^{1+} и Rb^{1+} . Поскольку при радиоактивном распаде число электронов на внешней орбите в момент свершения распада не изменяется, в этот момент образуются ионы Sr^{1+} , Ca^{1+} и Ar^{1+} с несвойственной ему валентностью. Подобный механизм ионизации описан для радиогенного гелия (Ю.А. Шуколюков, Л.К. Левский, 1972). Заряженность аргона, видимо, и определяет наиболее высокие значения энергий активации при выделении его термическим методом. Например, в экспериментах они соизмеримы с энергией диссоциации минералообразующих ионов O, Si и др. (Э.К. Герлинг и др., 1960, 1965). В дальнейшем, по-видимому, происходит обмен электронами по схеме:



При радиогенной ионизации аргона возможно образование некоторых гипотетических соединений, например, $\text{ArAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ или $\text{ArAlSi}_3\text{O}_8$.

Основные результаты анализа распределений РГИИ в минералах приведены в табл. 5 в виде ПМИО. Различия минералов по соотношению СИЛЭ используют при решении задач геотермометрии. Для РГИИ оно было обнаружено в связи с определениями

6. Частные соотношения между минералами по изотопным данным

Система	Породы	Последовательности минералов
$^{87}\text{Sr} - ^{86}\text{Sr}$	Пегматиты	БИ $\approx$ МУ > КШ > ПЛ > АП
	Граниты	БИ > МУ > КШ > ПЛ > АР
	Гнейсы	БИ > МУ > (КШ, АМ) > ПЛ > СФ
	Сланцы	БИ > (МУ, КШ) > ПЛ > АР
	Основные	ОЛ > БИ > КШ > ПЛ
	«	ФЛ > ОП > ОЛ > АМ > КП
$^{87}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}$	Щелочные	СФ > КШ > БИ > АР
	Пегматиты	(ЛП, ПЛ) > (КШ, АП) > МУ > БИ
	Граниты	(АП, ПЛ) > (КШ, МУ) > БИ
	Гнейсы	СФ > ПЛ > АМ > КШ > МУ > БИ
	Сланцы	(АП, ПЛ) > (КШ, МУ) > БИ
	Основные и щелочные	АП > (СФ, НЕ) > КШ > БИ, КП > (ОП, ПЛ) > ОЛ > ФЛ
$^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$	Пегматиты	КВ > ПЛ > МУ > КШ > БИ
	Граниты	АМ > БИ > (ПЛ, МУ) > КШ
	Гнейсы	ОП > КП > (МУ, АМ) > БИ > КШ > ПЛ
	Сланцы	(КП, ОП) > (АМ, МУ) > БИ
	Амфиболиты	ОП > АМ > БИ
	Диориты	(МУ, АМ) > БИ > КШ > ПЛ
	Сиениты	(НЕ, АМ) > БИ $\approx$ КШ
	Основные	ОП > КП > КШ $\approx$ БИ > ПЛ

7. Атомные и ионные радиусы изобаров

Параметр	Валентность	^{87}Sr	^{87}Rb	^{40}Ar	^{40}K
r_0	0	2,15	2,48	1,92	2,36
r_1	1	?	1,49	?	1,33
r_2	2	1,27	?	?	?

Примечание. Вопросительный знак означает, что в литературе соответствующие данные не найдены, но их определение желательно.

возраста геологических образований. Выявленная при этом дискордантность возрастов — первый неявно выраженный признак фракционирования. В качестве обобщения были построены возрастные последовательности: для Карелии — ПЛ (Rb — Sr) > МУ (Rb — Sr) > МУ (K — Ar) $\approx$ МИ (Rb — Sr) > БИ (Rb — Sr), где МИ — микроклин; для Финляндии — МИ (Rb — Sr) > МУ (Rb — Sr) > БИ (Rb — Sr) $\approx$ БИ (K — Ar). Среди них по методам анализа выделяются подпоследовательности: ПЛ > МУ > МИ (КШ) > БИ — метод Rb — Sr; МУ > БИ, АМ > БИ > КШ — метод K — Ar, близкие таковым в табл. 6. Эти последовательности не рассматривались и не описывались как проявление фракционирования РГИИ, поскольку последнее отрицалось на основе представлений об обратной зависимости показателя фракционирования от атомного веса компонента (Я. Бигелейзен, 1975).

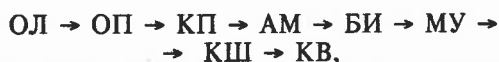
Таким образом, во всех системах происходит накопление тяжелого изотопа пре-

имущественно в более тяжелом минерале, в то же время в последнем накапливается изобар с меньшим атомным размером. Переход к объемным характеристикам показал, что в этом случае в основном в более тяжелом минерале накапливается компонент с большей атомной (ионной) плотностью.

Последовательности из табл. 5 можно рассматривать как типичное проявление фракционирования РГИИ. Об этом, в частности, свидетельствуют: 1) результаты теоретических расчетов, говорящие (Г. Юри, 1947) о возможности фракционирования изотопов Rb и зависимости его от состава сосуществующего минерала; 2) аналогия в поведении РГИИ и СИЛЭ при экспериментальных воздействиях повышенных температур, выявляемая при анализе изотопного состава возгонов свинца (И.Е. Старик, 1961; Э.Л. Соболевич, 1960), и распределение изотопов Sr и Rb между минералами адамелитов (Х. Баадсгаард, 1970); 3) линейные зависимо-

сти между компонентами РГИИ и СИЛЭ (см. рис. 3,б) — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $\delta^{34}\text{S}$ (В.И. Виноградов, 1967); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов из кимберлитов Якутии [4], базальтов Коста-Рики [11], смектитов [10], КШ и БИ гранитов Альп (М. Фрей и др., 1976); $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ — $\delta^{18}\text{O}$ кислых пород (Дж.Д. Гарлик и др., 1970); 4) аналогия в распределении РГИИ и СИЛЭ между отдельными минералами и в самих минералах (см. рис. 2, 3) и линейная зависимость $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ в КЛ, δD — $\delta^{18}\text{O}$ в БИ и МУ (см. рис. 3,б), позволяющая определить температуру образования этих минералов [8]; 5) аналогия в поведении РГИИ и СИЛЭ в рядах фракционирования (см. табл. 5, распределение $\delta^{18}\text{O}$ между минералами), заключающаяся в зависимости их от плотности минералов.

Известно, что плотность минералов или пород опосредованно отражает условия их образования. А.Н. Заварицкий (1956) приводит обобщенную последовательность выделения минералов (ПВМ) от ранних к поздним



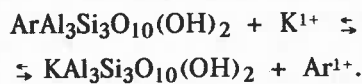
которая с индексом различия $I = 0,05$ близка эталонной из табл. 5 и показывает выделение более плотного минерала ранее менее плотного, т.е. при более высоких T и P . С учетом близости ПВМ таковой по соотношениям РГИИ можно полагать, что ряды фракционирования (см. табл. 5) также отражают термобарические условия минералообразования. Вывод о роли давления ранее был сделан Л.И. Салоп (1963), которая вслед за Г. Рамдор объясняла влияние P высокой летучестью Ar . Аналогично высказывались Ж.В. Везерилл (1965), Э.К. Герлинг (1960), Х.И. Амирханов (1960), А.С. Батырмурзаев [1] и другие исследователи, изучавшие сохранность Ar в минералах. Сопоставление результатов экспериментов с Ar и другими элементами не подтверждает этот механизм, поскольку миграционные характеристики Ar не отличаются от таковых элементов, вопрос о летучести и сохранности которых никогда не рассматривался за ненадобностью. Например, энергия активации Ar в КШ колеблется в пределах 30—40 ккал/моль (Х.И. Амирханов и др., 1960). Такие же значения энергии активации характерны для ^{87}Sr в полевых шпатах [2], $\delta^{18}\text{O}$ — в альбитах [2] и флогопите (В.Ж. Джилетти и др., 1975), K — в лепидолите и БИ (Х.И. Амирханов и др., 1978). Подобное объяснение не может быть применено к изобарам ^{87}Sr — ^{87}Rb , хотя они ведут себя аналогично K — Ar системе.

Итак, геохронологические исследования показали зависимость точности определе-

ния возраста геологических образований от физико-химических условий минералообразования. Проведенные исследования позволили уточнить данную зависимость на основе анализа особенностей распределения РГИИ в минералах. Кроме того, они показали, что теории фракционирования РГИИ, с помощью которой можно было бы объяснить многие вопросы миграции РГИИ, пока нет, а теоретические и практические успехи в геохимии СИЛЭ не стали основой разработки этой теории. Это заставляет опираться только на эмпирические закономерности и качественные выводы об особенностях распределения последних в минералах. Наблюдениями установлено, что при формировании изверженных и метаморфических пород фракционирование РГИИ происходит таким образом, что среди изотопов более тяжелый, а среди изобаров более мелкий, т.е. имеющий меньшие линейные или объемные размеры, предпочитают накапливаться в тяжелом минерале. В более общем случае в последнем концентрируется элемент с большей атомной (ионной) плотностью. Правильный подход к объяснению этого явления заключается в признании зависимости распределений РГИИ по аналогии с СИЛЭ от характера связи первого с минералом-хозяином, температуры и давления внешних условий. При затвердевании расплава разделение РГИИ между минералами начинается к моменту их кристаллизации за счет взаимодействия расплава с субтаксическими группировками. С этих позиций диаграммы на рис. 2, 3 отражают термобарические условия кристаллизации минералов, а прямые линии это изобаротермы, которые могут быть использованы для определения давления минералообразования, как это делается в современной геотермометрии [5]. Основой для подобных исследований может стать детальное изучение гипотетических реакций ионного обмена —



и



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батырмурзаев А.С. Миграция калия и радиогенного аргона в минералах. — Махачкала: Дагестан, 1982.
2. Йегер Э., Хунцикер Й. Изотопная геология. — М.: Недра, 1984.
3. Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэр В. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 4. С. 970—972.
4. Корреляция изотопных составов Sr , C и O в карбонатах из кимберлитов Якутии / С.И. Костровиц-

- кий, Л.В. Днепровский, С.С. Брандт и др. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 5. С. 1223—1225.
5. Курепин В.А. Термодинамика распределения компонентов между породообразующими силикатами // Геохимия. 1982. № 1. С. 71—98.
 6. Макаров В.П. Некоторые вопросы сравнения геохимических типов общих ореолов элементов рудных месторождений // Геология и геофизика. 1980. № 9. С. 129—135.
 7. Макаров В.П. Фракционирование радиогенных изотопов и изобаров в природных условиях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 5. С. 131.
 8. Макаров В.П. Способ определения температуры образования природных соединений // Бюллетень изобретений и открытий. 1987. № 19. С. 192.
 9. Макаров В.П. Последовательность кристаллизации породообразующих минералов по изотопным данным // Геохимия магматических пород. — М., 1991. С. 98.
 10. Agents of low temperature ocean crust alteration / H. Standigel, K. Myklebust, S.N. Richardson, S.N. Hart a.o. // Contr. Miner. Petrol. 1981. Vol. 77. № 3. P. 150—157.
 11. Barrett T.J., Fridrichsen H. Strontium and oxygen isotopic composition of some basalts from Hole 504B, Costa Rica rift, DSDP legs 69 and 70 // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. № 1. P. 27—38.
 12. Harting P. Der thermodynamische kohlenstoffisotopiceffekt im system $\text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O}$ // Isotopenprexis. 1981. Vol. 17. № 4. P. 164—167.
 13. Schenk V. U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre Southern Calabria // Contr. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. № 1. P. 23—38.

Геофизика и глубинное строение

УДК 553.078

© А.А. Духовский, Н.А. Артамонова, 1993

Региональные закономерности размещения и критерии прогнозирования эндогенного оруденения по гравиметрическим данным*

А.А. ДУХОВСКИЙ, Н.А. АРТАМОНОВА (ВСЕГЕИ)

На территории южной части Балтийского щита, включая Финляндию, известны многочисленные месторождения и рудопроявления меди, никеля, полиметаллов, кобальта, железа, золота, серебра, олова, молибдена, вольфрама, лития и других полезных ископаемых разнообразного генезиса [5, 9]. Однако практическое значение имеют колчеданные и медно-никелевые месторождения Финляндии (Оутокумпу, Варперанта и др.), образующие Главный сульфидный пояс Финляндии, и олово-полиметаллические месторождения Приладжья (Питкяранта, Китела).

подавляющая часть полезных ископаемых региона сосредоточена в пределах Ладожско-Ботнической подвижной зоны [9], или протерозойского подвижного пояса [5]. За его пределами остаются только серноколчеданные месторождения Карельского блока (Хаутовара и др.). К пограничной полосе Ладожско-Ботнического пояса с Карельским блоком приурочено мелкое Ялонварское месторождение молибдена, которое, как считает Р.А. Хазов [9], образовалось синхронно с заложением подвижного пояса.

По особенностям наиболее интересного в практическом отношении оруденения Ладожско-Ботнический подвижный пояс мож-

но разделить на две части — восточную и западную. В восточной части, охватывающей территорию Приладжья, локализовано преимущественно литофильное и смешанное сидерофильно-халькофильно-литофильное оруденение. Т.В. Билибина [6] относит Приладжье к металлогенической области литофильного профиля. Для западной части, расположенной в Финляндии, характерно промышленное оруденение сидерофильного и халькофильного профиля.

Изучением закономерностей размещения проявлений полезных ископаемых южной части Балтийского щита и прогнозирования этой территории занималось большое количество исследователей [2, 5, 6, 9 и др.]. В результате получены многочисленные прогнозно-металлогенические схемы, в целом резко различающиеся. Авторами для решения поставленной задачи был выполнен анализ размещения известных месторождений и рудопроявлений южной части Балтийского щита по отношению к гравитационным аномалиям разного иерархического уровня и особенностям глубинного строения земной коры. Такой подход, апробированный ранее в других регионах, позволяет получить объективные данные о закономерностях размещения оруденения и для его прогнозной оценки.

В результате проведенного анализа выявлены региональные рудоконтролирующие

* На примере Балтийского щита.

гравитационные аномалии, отмечающие важнейшие металлогенические зоны южной части Балтийского щита: медноколчеданно-полиметаллические и медно-никелевые, олово-полиметаллические, молибденовые или медно-молибденовые, редкометалльные в связи с массивами гранитов рапакиви, редкометалльно-вольфрамовые, серноколчеданные и др. (рис. 1).

Медноколчеданно-полиметаллические и медно-никелевые месторождения Финляндии пространственно совпадают с двумя линейными ортогональными зонами повышенного гравитационного поля, имеющими соответственно северо-западное и северо-восточное простирания. При этом большинство месторождений попадает в пределы северо-западной гравитационной зоны, которая и фиксирует Главный сульфидный пояс Финляндии, а самые крупные месторождения (Оутокумпу, Варперанта, Коталахти) локализованы в узле пересечения северо-западной и северо-восточной гравитационных зон.

Большая часть Главного сульфидного пояса расположена на территории Финляндии. Как следует из гравитационных данных, в Приладожье заходит лишь его юго-восточная часть, протягивающаяся от государственной границы в район Кузнечного. Отсутствие здесь рудоконтролирующей структуры типа Главного сульфидного пояса позволяет объяснить, почему проведенные здесь многочисленные поисковые работы [9] не выявили медноколчеданно-полиметаллических и медно-никелевых рудопроявлений, заслуживающих промышленной оценки.

По данным В.И. Казанского [5], положительные гравитационные аномалии, отмечающие Главный сульфидный пояс Финляндии, обусловлены наличием на глубине либо массивов основных пород, либо метаморфических образований и гранулитовой фации. По мнению авторов, источником этих аномалий являются выступы архейского фундамента, сложенные гранулитами основного состава (гранулитовый субстрат). Протерозойская активизация привела к формированию многочисленных интрузивов основного — ультраосновного состава, отмечающихся локальными положительными гравитационными аномалиями. С этими интрузивами и связаны многие медноколчеданно-полиметаллические и медно-никелевые месторождения сульфидного пояса.

Олово-полиметаллическое оруденение с железом, медью, вольфрамом сконцентрировано в Приладожье (восточная часть Ладожско-Ботнического пояса) и тяготеет к западному и северо-восточному экзоконтам Салминского массива гранитов рапакиви. Мелкие проявления оловянной, цинко-

вой и медной минерализации установлены также в контактовых ореолах Улялеского массива [2, 9].

Наиболее интересное в практическом отношении олово-полиметаллическое оруденение Приладожья (месторождения Кителя, Питкяранта и др.) пространственно приурочено к гравитационной ступени шириной от 2 до 5 км и протяженностью свыше 100 км, разделяющей две крупные аномалии пониженного и повышенного гравитационного поля. Первая из них соответствует Салминскому массиву гранитов рапакиви. Вторая, имеющая в плане дугообразную форму и окаймляющая гранитный массив с юго-запада, запада и северо-запада, обусловлена нескрытым выступом гранулитового субстрата. Сама гравитационная ступень отмечает нескрытый крутой боковой контакт Салминского массива (рис. 2). Подобная ситуация является единственной на территории Приладожья, что позволяет ограничить площадь возможного распространения олово-полиметаллического оруденения Кительско-Питкярантской металлогенической зоной, выделенной по вышеописанной гравитационной ступени.

Молибденовое (или медно-молибденовое) оруденение южной части Балтийского щита ограничивается Ялонварским месторождением. Оно связывается с гранитным массивом куйтозерского комплекса [6], который отмечается локальным минимумом Δg . Рассматриваемое месторождение входит в состав Ялонварского рудного узла, где известны также рудопроявления полиметаллов, меди, никеля и серноколчеданное месторождение. Указанный рудный узел приурочен к пересечению двух региональных гравитационных ступеней и сочленению двух линейных гравитационных аномалий повышенного и пониженного поля. Аномалия пониженного поля обусловлена протерозойской гранитизацией в позднеархейских гнейсогранитах, теневых мигматитах Карельского блока и протягивается от Ялонварского рудного узла сначала на северо-восток и далее на северо-запад до государственной границы. Учитывая связь Ялонварского молибденового месторождения с гранитами, рассматриваемая аномалия отождествляется с Ялонварской металлогенической зоной, перспективной на молибденовое оруденение. Ее длина порядка 100 км, а ширина 15—20 км. В пределах зоны можно выделить несколько локальных гравитационных минимумов, сходных с Ялонварским. Однако геофизическая ситуация, полностью аналогичная Ялонварскому месторождению (наличие локального минимума, приуроченного к узлу пересечения двух разноориентированных гравитационных ступеней), в

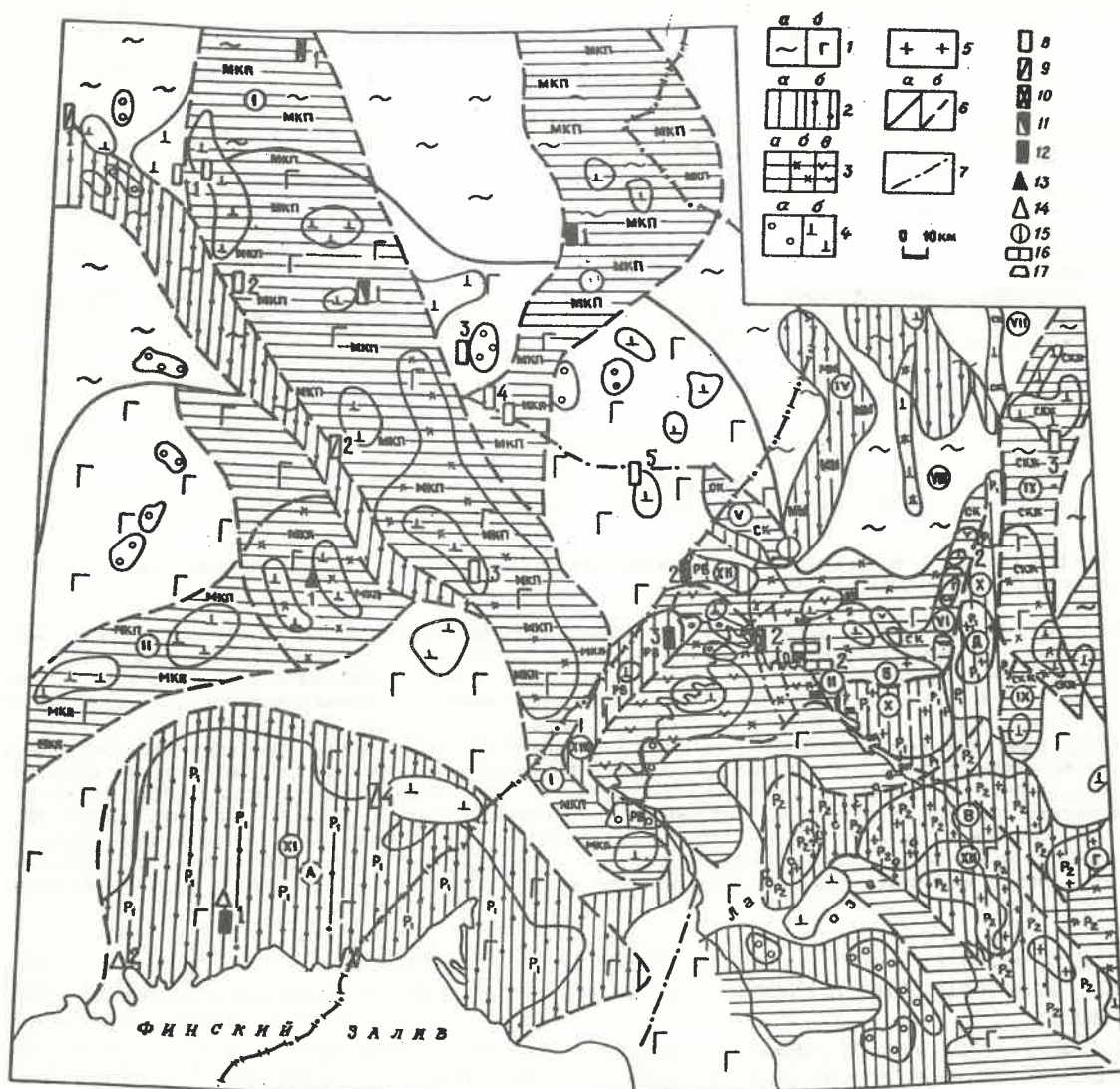


Рис. 1. Схема металлогенического районирования южной части Балтийского щита по гравиметрическим данным. Составил А.А.Духовский:

элементы гравитационного поля: 1 — региональные аномалии I порядка — гравитационные области (а — Центральнокарельский минимум, б — Ладожский максимум); региональные аномалии II порядка — гравитационные зоны: 2 — пониженного поля (а — с более высоким уровнем, б — с более низким), 3 — повышенного поля (а — с низким уровнем, б — со средним, в — с высоким); 4 — локальные аномалии (а — относительно отрицательные, б — относительно положительные); 5 — отрицательные аномалии разных порядков, обусловленные массивами гранитов рапакиви (А — Выборгский, Б — Салминский, В — Лодейнопольский, Г — Свирский, Д — Улялегский); 6 — гравитационные ступени первого (а) и второго (б) порядков; 7 — линии нарушений структуры поля и сгущений изоаномал Δg ; главные месторождения и рудопроявления (по Р.А. Хазову) [9]: 8 — медноколчеданные-полиметаллические и медные (1 — Пюхасалми, 2 — Севея, 3 — Вуонос, 4 — Оутукумпу, 5 — Хаммаслахти); 9 — медно-никелевые (1 — Хиттура, 2 — Коталаhti, 3 — Варперанта, 4 — Теккяля); 10 — титаномагнетитовые (1 — Отанмяки, 2 — Велимяки, 3 — Койкары); 11 — апатитовые в карбонатитах (1 — Силиньярви); 12 — редкометалльные (1 — Мятясваара, 2 — Яккима, 3 — Латвасюрье); 13 — скарновые медно-полиметаллические (1 — Корсикумпу); 14 — кварцево-полиметаллические (1 — Инкеройкен, 2 — Перонайя); 15 — медно-молибденовые (1 — Ялонвара); 16 — олово-полиметаллические (1 — Кителя, 2 — Питкяранта), 17 — серноколчеданные (1 — Нялмозеро, 2 — Хаутовара); рудоконтролирующие аномалии, фиксирующие важнейшие металлогенические зоны (известные и прогнозируемые): мкп — медноколчеданно-полиметаллические и медно-никелевые (Главный сульфидный пояс Финляндии — I, оперяющие его структуры — II); оп — олово-полиметаллическая (Кительско-Питкярантская — III); мм — медно-молибденовая (Ялонварская — IV); ск — серноколчеданные (Ялонваро-Вяртсильская — V, Хаутоварско-Велдозерская — VI, Бергаульская — VII); ж — железорудная (Гимольская — VIII); скж — серноколчеданно-железородно-титан-магнетитовая (Сегозерско-Сямозерская — IX); редкометалльные и кварцево-полиметаллические в связи с массивами гранитов рапакиви: р₁ — со слабо проявленным оруденением (Южносалминско-Улялегская — X, Выборгская — XI), р₂ — с более интенсивным оруденением (Олонецкая XII); рб — редкометалльно-вольфрамовая (Яккима-Латвасюрьская — XIII)

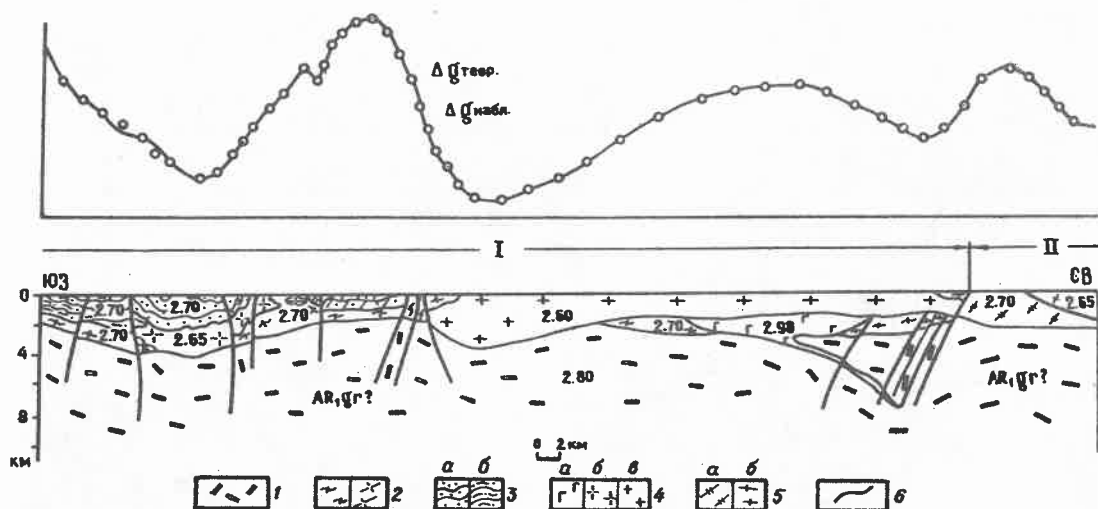


Рис. 2. Глубинный геологический разрез через Салминский массив гранитов рапакиви. Составили А.А. Духовский, Н.А. Артамонова, И.О. Никифоров:

блоки: I — Ладожский, II — Карельский; 1 — образования гранулитового «слоя», представленные раннеархейскими слабо диафторированными двупироксен-биотит-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, биотит-роговообманковыми гнейсами с гранатом, гиперстеном; 2 — образования гнейсогранитового «слоя» Ладожского блока: а — гнейсограниты — теневые мигматиты с многочисленными реликтами диафторированного гранулитового субстрата, μ AR₂, б — ультраметаморфогенно-магматические гнейсограниты, граниты, γ PR₁; 3 — стратифицированные образования: а — ладожская серия PR₁ld (метапесчаники, ставролит-кварц-биотитовые сланцы, метакварциты), б — сортавальская серия PR₁sg (биотитовые, двуслюдяные плагиосланцы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, пара- и ортоамфиболиты); 4 — интрузивные образования: а — габбро, габбро-пироксениты, перидотиты, ν - σ PR₁, б — лейкократовые пегматоидные граниты ρ PR₁, в — граниты рапакиви, γ R₁г; 5 — образования гнейсогранитового «слоя» Карельского блока: а — позднеархейские плагиогнейсограниты, кварцевые гнейсограниты, теневые мигматиты, ρ g- γ AR₂, б — позднеархейские гнейсограниты, гнейсогранодиориты, теневые мигматиты, γ 1AR₂; 6 — разрывные нарушения; цифры на разрезе — среднее значение плотности, г/см³

южной части зоны не установлена. Северная часть зоны с этих позиций не анализировалась.

Редкометалльное оруденение, связанное с массивами гранитов рапакиви, представлено мелкими проявлениями олова и других редких металлов в грейзенах и полевошпатовых метасоматитах, а также тантала и ниобия в апогранитах [2, 9]. Кроме этого, в гранитах рапакиви Выборгского массива установлены кварц-галенитовые жилы и прожилки [9].

По гравиметрическим данным можно выделить три металлогенические зоны с редкометалльным оруденением в связи с массивами гранитов рапакиви: Южносалминско-Улягскую, Выборгскую и Олонецкую. Они характеризуются отрицательными аномалиями разной интенсивности. Исходя из установленных А.А. Духовским [4] связей между масштабами проявления редкометалльного оруденения, интенсивностью и площадными размерами гравитационных аномалий, фиксирующих металлогенические зоны, и особенностями их глубинного строения можно считать, что для Южносалминско-Улягской зоны характерно слабо проявленное редкометалльное оруденение. Несколько большими перспективами может

обладать Выборгская зона. И, наконец, наиболее перспективной мы считаем Олонецкую зону, характеризующуюся самым интенсивным минимумом Δg . Предполагается, что в объеме верхних частей кристаллического фундамента Олонецкой зоны мощностью до 10 км преобладают ультраметаморфогенно-магматические раннепротерозойские гранитоиды, прорванные несколькими интрузиями гранитов рапакиви (Лодейнопольский, Свириный и другие массивы). Однако такой прогноз имеет чисто теоретическое значение, т.к. восточная часть Олонецкой металлогенической зоны перекрыта осадочным чехлом Русской платформы, а западная скрыта под акваторией Ладожского озера.

Редкометалльно-вольфрамовое оруденение в южной части Балтийского щита, в Приладожье [2, 9], локализуется в обрамлении Латвасюрской, Кирияволахтинской, Яккимской и других гнейсогранитовых структур, сложенных преимущественно раннепротерозойскими ультраметаморфогенно-магматическими гнейсогранитами, гранитами и тяготеет к выходам лейкократовых пегматоидных гранитов. На финской части Ладожско-Ботнического пояса к описываемому типу Р.А. Хазов [9] относит

редкометалльные проявления, расположенные к западу от рассматриваемой территории. Практического значения редкометалльно-вольфрамовое оруденение не имеет.

Все известные вольфрамовые проявления Приладожья, за исключением Кирьяволахтинского, находятся в пределах зоны пониженного гравитационного поля, которая фиксирует Яккима-Латвасюрскую металлогеническую зону. В плане она имеет дугообразную форму и прослеживается от Маткасельки до района Кузнечного. Длина зоны порядка 150 км, ширина 10—20 км. Для нее характерно широкое развитие в верхних частях кристаллического фундамента (до 6 км) ультраметаморфогенно-магматических раннепротерозойских гранитоидов. Строеение Яккима-Латвасюрской металлогенической зоны и ее малые размеры как в плане, так и на глубину, не позволяют прогнозировать здесь практически интересное редкометалльно-вольфрамовое оруденение [4].

В южной части Балтийского щита достаточно широко распространены серноколчеданные с медью месторождения и рудопроявления. Они локализируются в зеленокаменных поясах Карельского блока и приурочены к породам кератофир-спилитовой формации [6]. Указанные пояса отмечаются линейными положительными гравитационными аномалиями, которые фиксируют и металлогенические зоны с серноколчеданной и медной специализацией. Всего на рассматриваемой территории выделено три таких зоны: Ялонваро-Вяртсильская, Хаутотарско-Велдозерская и Бергаульская. В их пределах расположены все известные месторождения серного колчедана. Поперечные размеры зон порядка 5—10 км, длина 50—100 км. Примерно такие же металлогенические зоны выделены Т.В. Билибиной [6].

С зеленокаменными поясами Карельского блока связаны также известные железорудные месторождения (Костомукша и др.), локализирующиеся в пределах Западно-Карельской металлогенической зоны [6]. Прослеженная по гравиметрическим данным южная ветвь ее на рассматриваемой территории выделена нами в качестве Гимольской железорудной зоны.

Кроме вышеописанных рудоконтролирующих аномалий здесь выделяются интенсивная зона повышенного гравитационного поля, протягивающаяся до Беломорска и рассекающая весь Карельский блок в направлении с юго-запада на северо-восток. Она описана во многих работах и интерпретируется как Хаутотарско-Выгозерская мобильно-проницаемая зона. В ее пределы попадают титаномagnetитовое месторождение Койкары, Киндасово-Маньгинская железорудная и Пялозерско-Парандовская серно-

колчеданная металлогенические зоны, выделенные Т.В. Билибиной [6]. Следовательно, рассматриваемая гравитационная зона фиксирует серноколчеданно-железорудно-титаномagnetитовую металлогеническую зону, названную Сегозерско-Сязозерской. На изученной территории располагается ее южная часть. Общая длина зоны порядка 400 км, а ширина меняется от 15 до 40 км.

На основании проведенного анализа связей известных месторождений и рудопроявлений южной части Балтийского щита с региональными гравитационными аномалиями и некоторыми особенностями его глубинного строения можно дать следующие прогнозные оценки.

А.А. Духовским [7] установлено, что наиболее продуктивными на оруденение являются регионы, характеризующиеся наличием гравитационных аномалий трех и более порядков. Аномалии первого порядка соответствуют металлогеническим провинциям и поясам, второго — металлогеническим зонам, третьего — рудным районам (или узлам). В пределах рассматриваемой территории не выявлены рудоконтролирующие гравитационные аномалии первого порядка. Все описанные выше рудоконтролирующие гравитационные аномалии, отмечающие различные металлогенические зоны, относятся к аномалиям второго порядка. Как правило, они характеризуются небольшими размерами и слабой интенсивностью. Даже самая интересная в практическом отношении рудоконтролирующая аномалия, отмечающая Главный сульфидный пояс Финляндии, по размерам и интенсивности соответствует металлогенической зоне, а не поясу. Такая оценка, по-видимому, не относится к аномалиям, фиксирующим зеленокаменные пояса, т.к. они лишь частично заходят на рассматриваемую территорию и в полном объеме авторами не изучены.

Отсутствие в регионе рудоконтролирующих гравитационных аномалий первого порядка, небольшие площадные размеры и слабая интенсивность аномалий второго позволяют объяснить, почему в результате почти столетних поисков здесь не выявлено крупных промышленных месторождений олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов, меди, никеля, железа, но зато обнаружена масса мелких месторождений и рудопроявлений.

Многими авторами [6, 9 и др.] территория Приладожья рассматривается как металлогеническая область или даже провинция, перспективная на литофильное оруденение. Между тем, еще со времен первых работ Б.А. Андреева [1] и Ф.С. Моисеенко [8] известно, что провинциям литофильного профиля, содержащим крупные промышлен-

ленные месторождения, свойственны региональные высоко интенсивные минимумы Δg . А.А. Духовским показано [4], что первопричиной таких минимумов являются неглубоко расположенные от поверхности блоки докембрийского кристаллического фундамента, сложенные метаморфическими породами салического состава и специализированные на олово, молибден, литий, бериллий и другие литофильные элементы. Площади блоков порядка 100—200 тыс. км² и более. Однако на территории Приладожья наблюдается не минимум, а наоборот, региональный максимум силы тяжести. Он обусловлен Ладожским блоком кристаллического фундамента, который характеризуется преобладанием в его верхних частях образований гранулитового «слоя» и в целом маломощным (0—10 км) гнейсогранитовым «слоем» (см. рис. 2). Поэтому нет оснований рассматривать Приладожье как металлогеническую провинцию, перспективную на промышленное литофильное оруденение известных на этой территории формационных типов.

Давая такую прогнозную оценку территории Приладожья, мы не отрицаем практической значимости ее на выявление месторождений новых формационных типов. Например, В.К. Денисенко [3] считает, что олово-полиметаллические месторождения Кителя, Питкяранта являются не скарновыми, а стратиформными редкометалльными. Региональные геологические и геофизические критерии прогнозирования оруденения такого типа разработаны пока слабо. Поэтому вполне возможно, что использованные нами геофизические критерии региональной прогнозной оценки Приладожья требуют корректив по отношению к оруденению редкометалльного стратиформного типа.

Территория Приладожья может оказаться перспективной и на оруденение, связанное с расслоенными интрузиями основного — ультраосновного состава (платина, хром и др.). По геологическим и геофизическим данным можно прогнозировать наличие здесь нескольких слабо эродированных и слепых расслоенных массивов, из которых наиболее крупные (Лахденпохский и др.) расположены в Западном Приладожье. Однако этот вопрос требует специального изучения — проведения геологосъемочных работ масштаба 1:50 000.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б.А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии // Докл. АН СССР. 1958. Т. 121. № 6. С. 1063—1064.
2. Григорьева Л.В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (Геология и металлогения). — Л.: Недра, 1986.
3. Денисенко В.К. Стратиформные редкометалльные месторождения. — Л.: Недра, 1986.
4. Духовский А.А. Геофизическая характеристика грейзеновых месторождений // Геология рудных месторождений. 1980. № 5. С. 18—27.
5. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия. — М.: Недра, 1988.
6. Металлогения восточной части Балтийского щита. — Л.: Недра, 1980.
7. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // Оценка прогнозных ресурсов при региональном геологическом изучении территории СССР. М.— Л., 1986. Вып. 2. С. 51—62.
8. Моисеенко Ф.С. Некоторые черты глубинного строения Центрального Казахстана и размещение рудных месторождений // Докл. АН СССР. 1959. Т. 137. № 5. С. 1092—1095.
9. Хазов Р.А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. — Л.: Наука, 1982.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

УДК 550.832

© Т.С. Изотова, И.В. Попадюк, С.Д. Рябчун, 1993

Критерии выделения фациальных зон в рифогенном комплексе по данным геофизических исследований скважин

Т.С. ИЗОТОВА, И.В. ПОПАДЮК, С.Д. РЯБЧУН (УкрНИГРИ)

Диаграммы методов геофизических исследований скважин (ГИС) содержат разностороннюю информацию о физических свойствах горных пород: поплавовой вертикальной и горизонтальной электрической проводимости, плотности, водородонасыщении, радиоактивности, скорости распространения упругих колебаний, разрушаемости.

Все перечисленные свойства обусловлены составом, емкостью, фильтрационной ха-

рактеристикой порового пространства, тесно связанными со структурой пород. Петрофизическим взаимосвязям посвящена практически вся литература по скважинной геофизике, начиная от В.Н. Дахнова [1]. Этот классический подход к интерпретации ГИС конечной целью полагает установление физических свойств пород: их состава, фильтрационных и емкостных параметров, насыщения порового пространства. Однако он не

исчерпывает возможностей ГИС. Ведь сами по себе физические свойства пород определяются условиями их образования, а следовательно, изменения физических параметров по разрезу могут быть использованы для диагностики условий осадконакопления и применяться в качестве базисной информации для литофациального анализа [3].

Формирование геофизических критериев для распознавания рифогенных фаций на сводных каротажных разрезах, включающих методы электрометрии — боковой (БК), индукционный (ИК), микробоковой (БМК) каротаж, радиометрии (ГК, НГК), кавернометрии (КВ) и акустического каротажа (АК), базируется на априорном изучении всех геологических особенностей карбонатных пород и выборе из них таких характеристик, которые прямо или косвенно могут быть зафиксированы каким-нибудь из методов ГИС. В основу разработок положен комплексный анализ геологических и скважинных геофизических данных хорошо изученного бурением (более 200 скважин) рифогенного комплекса верхней юры Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба.

Рифогенные образования верхнеюрского (титон) возраста в пределах Бильче-Волицкой зоны протягиваются вдоль Краковецкого регионального разлома от границы с Польшей на северо-западе до границы с Румынией на юго-востоке и занимают полосу шириной до 50 км. Мощность рифогенных образований достигает 1000 м [6].

Верхняя часть разреза несогласно перекрыта разновозрастными отложениями от нижнего мела до тирасской свиты неогена. По многочисленным описаниям и геологической интерпретации данных керна в них выделяются три фациальные зоны: предрифовая, ядро рифа и зарифовая.

Ядро рифа протягивается узкой (5—10 км) полосой вдоль Краковецкого разлома предположительно до пересечения его с фронтальной линией покрова Бориславско-Покутских мел-палеогеновых складок. Юго-восточнее под покровом складок ядро рифа скважинами не вскрыто.

Современная поверхность ядра рифа плоская, столообразная. Породы, слагающие ядро, — это криптокристаллические известняки (рис. 1), в верхней части местами закарстованные. Их перекрывают маломощные отложения бадения и тирасской свиты, что является свидетельством длительного перерыва в осадконакоплении и размыва поверхности ядра. Южное крыло, обращенное к бассейну, крутое. Скважинами здесь вскрыты отложения предрифовых бассейновых фаций, которые представлены либо криптокристаллическими глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, либо пе-

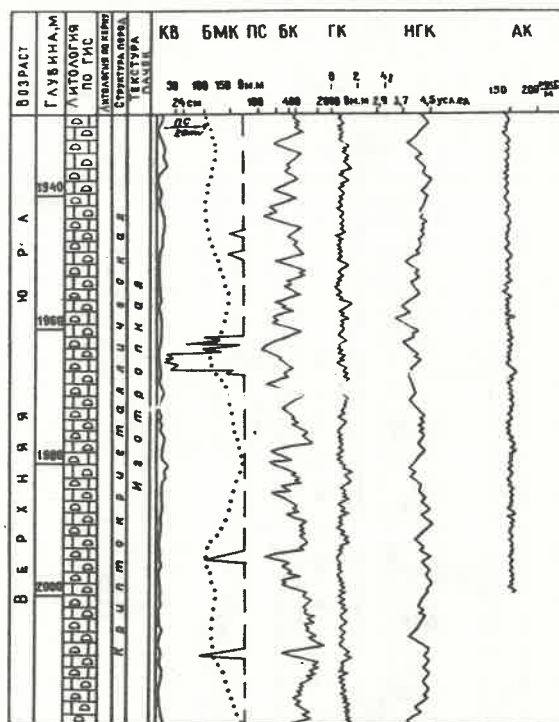


Рис. 1. Геофизическая характеристика разреза рифовых фаций — ядро рифа, скв. Мостовская 2:

литология по ГИС — плотные массивные известняки

реслаиванием микритовых разностей известняков биохеогенного происхождения с обломочными рифогенными образованиями (рис. 2). Северное крыло пологое, на известняках титона залегают отложения нижнего, верхнего мела и неогена, мощности которых к северу нарастают.

К северу от ядра рифа вскрыты отложения зарифовых фаций, которые занимают большую часть Бильче-Волицкой зоны. В нижней части они представлены тонким переслаиванием микритовых известняков, гипсоангидритов, доломитов и обломочных известняков. Верхняя часть разреза состоит из обломочных известняков, чрезвычайно разнообразных по генезису и структуре: доломито-известковые брекчии, псевдооолитовые, органогенно-обломочные, рыхлые, мелоподобные и др. Структура пород иловая, алевроитовая, псаммитовая, псефитовая. Известняки подвергались неравномерной доломитизации, местами весьма интенсивной (рис. 3).

Коллекторы развиты в апикальной части ядра рифа и представлены закарстованными известняками, которые содержат залежи нефти и газа (месторождение Кохановское, Летнянское), а также в зарифовой фациальной зоне, где они приурочены к обломочным рыхлым известнякам (Рудковское, Лопушмянское).

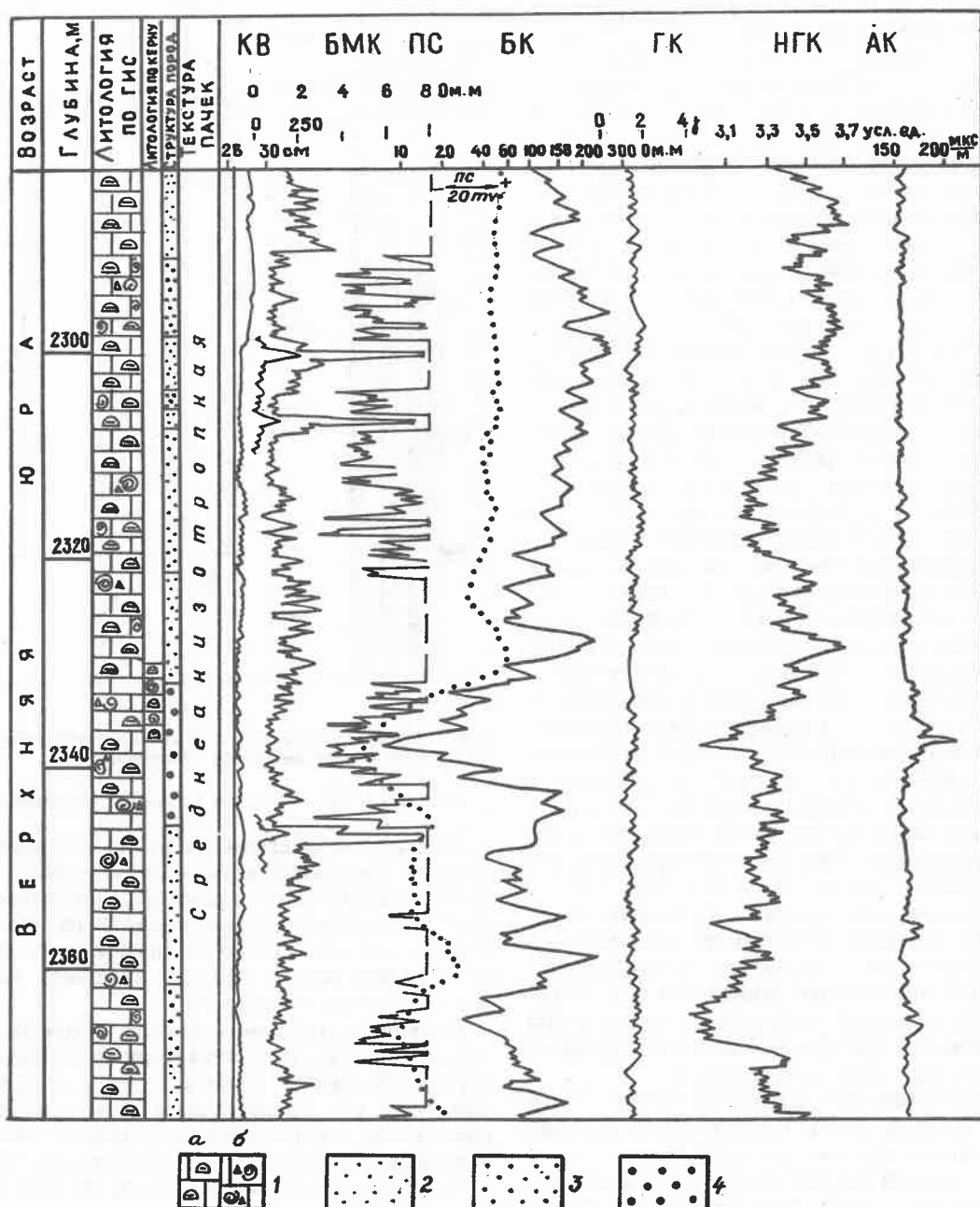


Рис. 2. Геофизическая характеристика разреза предрифовых фаций, скв. Росовская 1:

1 — известняки (а — криптокристаллические с примесью глинистого материала, б — средне-мелкозернистые органогенно-обломочные); структура пород: 2 — криптокристаллическая, 3 — мелкозернистая, 4 — среднезернистая

Даже поверхностный взгляд на кривые каротажа разрезов, представляющие три фациальные зоны, позволяет отметить их различия (см. рис. 1, 2, 3) по сопротивлению $\rho_{БК}$, $\rho_{БМК}$, относительным значениям вторичной гамма-активности ΔJ_n , интервального времени пробега упругой волны ΔT , в соотношении этих геофизических параметров, а также в степени дифференциации всех видов каротажных кривых. Для

рифогенных образований (кроме предрифовых) характерно практическое отсутствие глинистой компоненты, что отражено на диаграмме ГК низкими значениями естественной радиоактивности, не превышающей 2,5 у.

Совместный анализ геологической и скважинной геофизической информации практически по всем скважинам, вскрывшим рифогенные отложения в Бильче-Волицкой

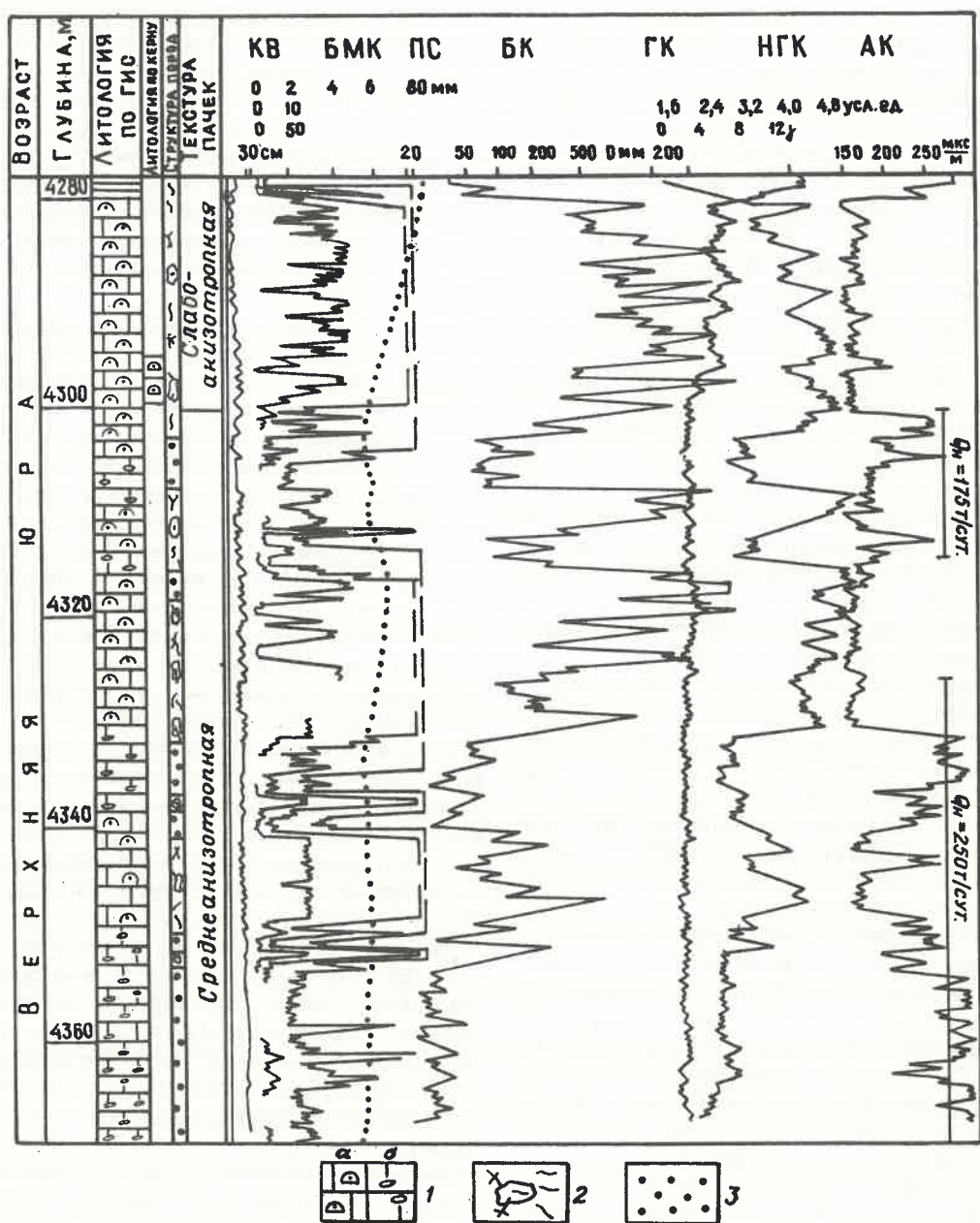


Рис. 3. Геофизическая характеристика зарифовых фаций, скв. Лопушня 4:

1 — известняки (а — плотные, криптористаллические, слоистые, б — рыхлые, от мелоподобных до среднезернистых); структура пород: 2 — каверново-трещинная, 3 — мелко-среднезернистая

зоне, позволил выявить критерии выделения фациальных зон по комплексу геофизических исследований скважин.

Геофизические показатели, фиксируемые кривыми каротажа в карбонатном разрезе, определяются двумя главными факторами: количеством примесей в известняках и доломитах, а также структурой этих пород. Из примесей основную роль играют глинистые, железистые и эвапоритовые минералы. Существенная разница в удельной электриче-

ской проводимости карбонатных и глинистых минералов позволяет по ее изменению определять степень глинистости карбонатов методами электротрии скважин. Присутствие глинистой компоненты меняет естественную радиоактивность пород по закону, близкому к экспоненциальному [1], что позволяет применять гамма-каротаж для определения количества глин в карбонатной породе. И, наконец, глинистые частицы содержат большое количество связанной воды,

что отражается на изменении показаний вторичной гамма-активности [1].

Таким образом, по данным комплекса геофизических исследований скважин можно с некоторой долей приближения определять следующий ряд карбонатных пород: известняки (доломиты) чистые ($C_{гг} < 5\%$), слабоглинистые (5—10), среднеглинистые (10—25), сильноглинистые (25—50) и мергели ($C_{гг} > 50\%$). Поскольку биопродуктивность рифостроителей возможна только в условиях чистого прозрачного моря, примесь в карбонатных отложениях глинистой компоненты в количестве более 5 % ($I_{г} > 2,5$ у) свидетельствует либо о предрифовой (бассейновой) области осадконакопления, либо вообще об отсутствии рифогенных образований.

Примеси окисного и закисного железа в количествах более 10 % снижают удельное электрическое сопротивление известняков на 10—15 %. При этом неизменными остаются другие геофизические параметры ($I_{г}$, $\Delta I_{г}$, ΔT), что позволяет выявить причину снижения сопротивления пород.

Существенное влияние на геофизические характеристики известняков и доломитов оказывают примеси гипса, ангидрита, соли. Гипс в количестве более 20 % снижает $\Delta I_{г}$ на 10—25 %, но при этом остается высоким удельное электрическое сопротивление; ангидрит способствует росту сопротивлений до более чем 500 Ом·м; соль влияет на вторичную гамма-активность, резко увеличивая ее значения, а также, разрушаясь в процессе бурения, образует каверны в стволе скважины размером более 10 см; калийные соли вызывают аномальную радиоактивность, фиксируемую методами гамма-каротажа [3]. Присутствие гипсов, ангидритов, соли в виде примесей и отдельных пластов достаточно уверенно опознается по геофизическим показателям и свидетельствует о лагунном режиме осадконакопления [3].

Вторым важным фактором, определяющим физические свойства карбонатных пород, является их структура. Наблюдаемые в керне структуры известняков, образующих ядро рифа, характеризуются в основном как крипстокристаллические. Первичные их структуры сохраняются только в виде контуров и «теней» рифостроящих организмов. В отдельных случаях в известняках образуются либо карстовые полости, развитые по трещинам, либо зоны концентрации обломков того же рифа, микропланктона и другого материала, заполняющего полости органических построек в процессе их роста. Поэтому ядро рифа отличается повсеместно слабой расчлененностью всех кривых ГИС, высокими (500—1000 Ом·м) электрическими сопротивлениями, предельными значения-

ми вторичной гамма-активности и значениями $\Delta T \leq 160$ мкс/м. Зоны карстования выделяются на фоне однородного по комплексу ГИС разреза резким снижением удельного электрического сопротивления на кривых БМК и БК, снижением значений $I_{г}$ и некоторым (незначительным) ростом ΔT . Обломочные породы — продукты разрушения рифа в ядре, как правило, перекристаллизованы и отличаются от известняков собственно ядра небольшим снижением плотности (см. рис. 1).

Карбонатные образования предрифовой и зарифовой фациальных зон обычно представлены известняками, аллохтонными и автохтонными биохомогенного и рифогенного происхождения. Поэтому им свойственно большое разнообразие структур, трудно поддающихся классификации [2, 5, 7]. Например, в описаниях шлифов из пород, отобранных в скважинах Бильче-Волицкой зоны, можно насчитать более 20 различных типов соотношений породообразующих компонентов между собой и с цементирующим материалом. Однако на геофизические показатели, регистрируемые комплексом ГИС, влияют только те структурные изменения карбонатов, которые определяют их пористость. Поэтому из существующих классификационных схем обломочных карбонатных пород наиболее приемлема в данном случае упрощенная схема, разделяющая породы по гранулярному составу — классификация Лейтена и Пендекстера [2]. Предполагая, что в межгранулярном пространстве неглинистых известняков существуют поры, заполненные пластовой водой с сопротивлением $\rho_b \approx 0,1$ Ом·м, можно дополнить схему [2] их геофизическими характеристиками (таблица). Схема объясняет дифференциацию кривых всех методов каротажа в разрезах, представленных обломочными карбонатами, и дает возможность поиска закономерностей изменения структурных особенностей пород по их геофизическим показателям.

Количественно степень дифференциации кривых каротажа, отражающую переслаивание литотипов и изменение структуры пород, можно определить как отклонение от средних максимальных и минимальных значений любого геофизического параметра [3]. Эта величина, условно названная текстурой породных ассоциаций T_k , является еще одним важным показателем фациальной принадлежности пород. При $T_k \rightarrow 1$ текстура пачек литотипов приближается к изотропной (см. напр. рис. 1, инт. 1930—2020 м); $1 > T_k > 0,75$ — текстура слабоанизотропная (см. напр. рис. 3, инт. 4280—4300 м); $0,75 > T_k > 0,25$ — среднеанизотроп-

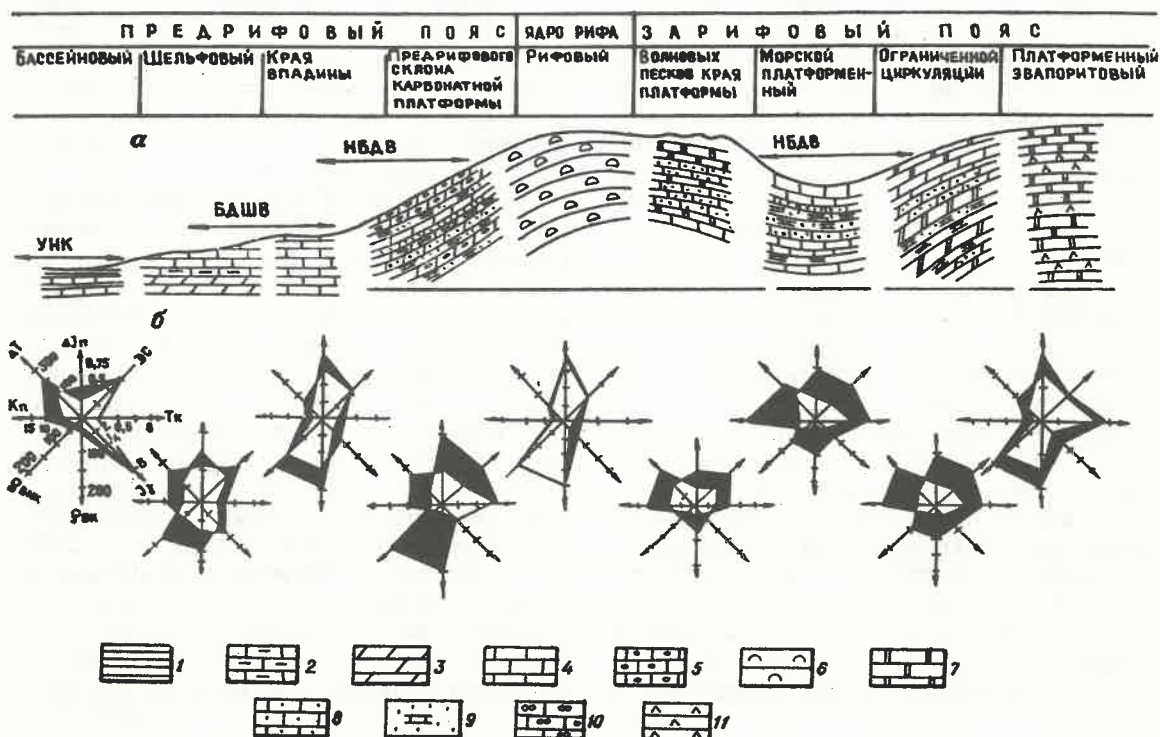


Рис. 4. Геофизические критерии выделения фациальных зон рифогенных комплексов в разрезах скважин:

УНК — уровень насыщения кислородом, БДШВ — базис действия штормовых волн, НБДВ — нормальный базис действия волн; а — схема поясов стандартных фаций, по Дж. Л. Уилсону [7]; б — лучевые диаграммы геофизических параметров стандартных фаций; 1 — аргиллиты, 2 — известняки глинистые, 3 — мергели, 4 — известняки, 5 — известняки обломочные, 6 — известняки рифогенные, 7 — доломиты, 8 — пески карбонатные, 9 — илы карбонатные, 10 — брекчии карбонатные, 11 — ангидриты

Классификация обломочных карбонатных пород по гранулярному составу [2] и их геофизическая характеристика

Размер зерен, мм	Породы	K, %	$\rho_{\text{БК}}$, Ом·м	ΔI_{Σ}	ΔT , мкс/м
8—2	Брекчии и конгломераты	> 15	< 4,5	< 0,6	> 200
2—1	Грубозернистые	15—10	4,5—10	0,6	около 200
1,0—0,5	Крупнозернистые	10—5	10—45	0,7	около 190
0,5—0,25	Среднезернистые	5—2	45—300	0,8	около 180
0,25—0,12	Тонкозернистые	2—1	300—1000	0,90	около 170
0,12—0,06	Очень тонкозернистые	1,0—0,7	> 1000	0,95	около 160
0,6—0,004	Микрозернистые	0,7—0,5	> 1000	около 1	около 150
0,004—0,001	Криптозернистые	< 0,5	> 1000	около 1	около 150

ная (см. напр. рис. 2, инт. 2280—2370 м); $T_k < 0,25$ — сильноанизотропная.

Анализ влияния различных факторов, таких как компонентный состав, структура

(пористость), текстура, на геофизические параметры, формирующие кривые каротажа, позволил разработать критерии для распознавания фациальных зон в пределах ри-

фогенных комплексов по данным ГИС. За основу принята схема распределения Дж. Л. Уилсона [7].

Количественные геофизические критерии представлены в виде восьмилучевой диаграммы (рис. 4). Шесть лучей соответствуют какому-либо геофизическому параметру: $\rho_{БК}$, $\rho_{БКМ}$, I_γ , $I_{\gamma\gamma}$, ΔT , ДС, один — структурному, один — текстурному коэффициентам. Параметры градуированы в общепринятых единицах. За структурный показатель принята пористость, в какой-то мере отражающая структуру известняков (см. выше). Значения каждого из геофизических параметров даны в виде средневзвешенных по мощности, при этом выделены возможные интервалы встреченных в практике наших работ значений.

В рифогенном комплексе Дж. Л. Уилсон выделяет 9 поясов (см. рис. 4).

1. *Бассейновые фации* — осадки отлагаются в погруженной области шельфа, карбонатов мало, преобладают глины и остатки отмершего планктона. Известняки от средне- до сильноглинистых, криптокристаллические (пелитоморфные). По комплексу ГИС разрез характеризуется увеличением диаметра скважины, преобладанием низких удельных электрических сопротивлений, сравнительно высоких значений I_γ ($> 4\gamma$), ΔT (> 230 мкс/м) — глинистые породы. Пористость карбонатных глин 5—10 %, текстура комплекса слабоанизотропная. В верхнеюрских отложениях Бильче-Волицкой зоны фации этого пояса скважинами не вскрыты.

2. *Шельфовый пояс* объединяет отложения преимущественно микрозернистых среднеглинистых известняков и мергелей. Разрез слабоанизотропный, более высокоомный, чем в предыдущем случае, с диапазоном изменения $\rho_{БК}$ 150—75 Ом·м, ΔT 180—210 мкс/м. Пористость известняков первичная — 3—5 %, вторичная пористость в виде трещин или карста мало вероятна из-за высокой степени глинистости. Фации второго рифогенного пояса также не вскрыты в пределах описанного региона.

3. *Фации края впадины* формируются у подножия карбонатного шельфа за счет сносимого с него материала. Осадки образованы в условиях хорошей циркуляции воды, насыщенной кислородом, с нормальной морской соленостью. Здесь отлагаются известняки типа пакстоуна (карбонатный ил с зернами, опирающимися друг на друга), грейнстоуна (кристаллы песчаного размера). Структура пород криптокристаллическая, реже алевритовая, плотность высокая, пористость менее 5 %. Текстура слабоанизотропная. Глинистость известняков меньше, чем таковая в поясе 2. Все эти факторы

отражаются в росте сопротивления пород, снижении их вторичной гамма-активности и интервального времени.

4. *Фации передового склона* карбонатной платформы представлены обломками, отложившимися на склоне, причем размер обломков варьирует от микритовых, алевритистых до псефитовых. Кривые комплекса ГИС характеризуются повышенной дифференциацией, значения сопротивлений могут изменяться в больших пределах, если псефитовые и псаммитовые разности известняков сохраняют первичную пористость, которая может достигать 10 %. Текстура комплекса среднеанизотропная. Пояса 1—4 представляют собой зоны предрифовой фации. Примером отложений пояса 4 может служить разрез скв. Росовской 1, расположенной близко к ядру рифа (см. рис. 2). В разрезе отсутствуют глины, и естественная радиоактивность пород не превышает 2у. Удельные электрические сопротивления изменяются от 10 до 50 Ом·м. Дифференциация кривой $\Delta I_{\gamma\gamma}$ не всегда соответствует расчлененности кривых сопротивлений, а акустического каротажа свидетельствует о том, что пористость вскрытых пород изменяется от 1 до 10 %. В интервале 2332—2347 м залегает пласт обломочного известняка с хорошими коллекторскими свойствами. Из скважины поднято много керна, согласно которому в разрезе вскрыты известняки ядра рифа: пятнистые, сгустковатые, перекристаллизованные, массивные. Органогенный материал состоит из остатков гидроидов, кораллов, водорослей. Участками породы доломитизированы. Однако кроме биогермных здесь присутствуют также пелитоморфные, псевдооолитовые, обломочные известняки. По описанию керна эти породы относят к переходной зоне между передовым склоном и ядром рифа.

5. *Ядро рифа* включает только один пояс — рифовый. Он представлен захороненными *in situ* органогенными образованиями. По характеристикам ГИС ядро рифа диагностируется однозначно: очень плотные высокоомные (до 1000 Ом·м и более) известняки, высокие значения вторичной гамма-активности и низкие интервального времени ($\Delta T \leq 160$ мкс/м), естественная радиоактивность не превышает 2у, все кривые ГИС очень слабо дифференцированы, текстура близка к изотропной. В зонах карста известняки характеризуются низкими значениями сопротивлений (5—10 Ом·м), резким снижением $\Delta I_{\gamma\gamma}$ и незначительным ростом ΔT при стабильной естественной радиоактивности.

Северо-восточнее ранее описанной Росовской скважины расположены Кохановская и Выжомлянская площади, вскрывшие ядро

рифа. Породы, встреченные в скв. 3 Выжомлянской площади и скв. 27 Кохановской, по описаниям керна сложены массивными биогермными известняками, белыми, кремовыми, пятнистыми, сильно перекристаллизованными. Каркасными формами служили гидроиды, губки, кораллы, водоросли. Однако в результате перекристаллизации лишь «тени» отражают первичные формы органических остатков. Структура известняков преимущественно криптокристаллическая, встречаются изредка карстовые пустоты. Породы высокоомные ($\rho_{БК}$ 300—1000 Ом·м), практически нерадиоактивные, с высокими значениями вторичной гамма-активности.

Типичная каротажная характеристика ядра рифа, не затронутого процессами карстообразования, показана на примере разреза скв. Мостовской 2 (см. рис. 1). Разрез практически изотропный, известнякам свойственны удельные электрические сопротивления, достигающие 800 Ом·м, $\Delta I_{\mu} \approx 1$, $\Delta T \approx 150$ мкс/м и естественная радиоактивность менее 2γ. Монолитность пород нарушают зоны пониженной плотности, свидетельствующие о том, что в процессе рифообразования отдельные участки рифа заполнялись карбонатным илом или другим материалом, последующая перекристаллизация которого привела к образованию менее плотных в сравнении с каркасными известняков (см. рис. 1, инт. 1960—1966 м).

6. *Пояс волновых песков* края платформы сложен обломочными зернистыми диакластовыми известняками — продуктами разрушения рифа, подвергшимися переработке прибрежными волновыми процессами. Структура известняков от крупно- до мелкозернистой, они слагают отмели, пляжи, пояса приливных баров. Осадок образовался в обстановке действия волн, ил постоянно вымывался, что способствовало высокой пористости пород, достигающей 15 %. Здесь же образуются оолитовые известняки, являющиеся в отдельных случаях отличными коллекторами. Возможны прослои доломитов или доломитизированных известняков.

Эти отложения отличаются средними и низкими сопротивлениями, средней степенью анизотропии, низкой радиоактивностью, сходством с терригенными, а также несоответствием дифференциации кривых $\rho_{БК}$, ΔT , ΔI_{μ} и I_{γ} (последняя почти не дифференцирована).

7. *Морской платформенный фациальный пояс* — мелководная среда с проливами, заливами и лагунами, расположенными ближе к берегу. Здесь отлагаются разнообразные обломочные карбонаты, чаще всего известковистые пески, илы, биогермы. В

случаях отчленения части платформы от моря образуются морские, шельфовые лагуны, где преобладают микрозернистые и разномзернистые известняки с обилием органических остатков. В случаях спокойных вод образуются водорослевые шары, состоящие из светлого органического вещества и тонкого обломочного известкового ила.

Разнообразие литотипов является причиной повышенной расчлененности кривых каротажа и большого диапазона встречаемых значений геофизических параметров. Пористость колеблется от 5 до 30 %, $\rho_{БК}$ от единиц до сотен ом-метров, ΔI_{μ} от 0,25 до 0,75, ΔT от 170 до 250 мкс/м. Только естественная радиоактивность остается в пределах 2—3 γ, что является одним из главных признаков рифогенной природы отложений. Текстура комплекса пород от средне- до сильноанизотропной.

8. *Фации ограниченной циркуляции мелководных отшнурованных бассейнов и лагун.* Этот пояс слагался в основном тонкозернистыми осадками, преобразованными впоследствии в плотные известняки и доломиты, реже встречаются известковые песчаники в приливных каналах и пляжах. Пористость пород 5—10 %, геофизические параметры варьируют в зависимости от преобладания в разрезе тонкозернистых уплотненных карбонатов ($\rho_{БК} \approx 100$ Ом·м; $\Delta I_{\mu} < 0,75$; $\Delta T \approx 170$ мкс/м) или алевро-псаммитовых разностей $\rho_{БК} \approx 5$ Ом·м; $\Delta I_{\mu} \approx 0,5$; $\Delta T \approx 250$ мкс/м). Неизменной остается естественная радиоактивность I_{γ} 2—3 γ. Текстура пачек от слабо- до среднеанизотропной.

9. *Эвапориты платформы* формируются выше зоны приливов в отгороженных от моря водоемах. Необходимое условие их образования — засушливый, жаркий климат. Этот фациальный пояс сложен ангидритами, доломитами, иногда гипсоангидритами.

Разрез высокоомный, сильно анизотропный за счет разницы в сопротивлениях известняков (доломитов) и ангидритов. Кроме того, в периоды морских приливов образуются слои из привнесенных биокластов, а в периоды дождей — из обломочных пород, привнесенных из континента. Пористость пород низкая — 2—5 %, соответственно высокие значения сопротивлений (от 75 до более 1000 Ом·м), ΔI_{μ} 0,75—1 и низкая скорость распространения упругих колебаний ($\Delta T \approx 150$ мкс/м). Фациальные пояса 6—9 слагают зарифовый комплекс пород.

Эти отложения широко распространены в пределах Бильче-Волицкой зоны, а на крайнем юго-востоке региона, в поднадвиговой части, на Лопушнянском месторождении к ним приурочены залежи нефти (см. рис. 3).

Это интересный геологический объект, природа которого, несмотря на пристальное внимание к нему геологов-нефтяников, до сих пор не выяснена.

В разведочных скважинах Лопушнянской площади поднято много керн, что позволило детально изучить структуру пород [4]. Здесь встречены обломочные известняки, местами доломитизированные, от микритовой до псаммитовой структуры, карбонатные илы, а также породы, содержащие обилие микрокаверн и трещин. Из скелетных остатков преобладают корковые и синезеленые водоросли, в них обилие биогенных пустот, иногда залеченных, которые соединяются тончайшими криволинейными трещинами. Рыхлые известняки при подъеме керн распадаются на множество плоских элементов. В крепких ненарушенных известняках, в пришлифовках, полученных после их пропитки бакелитовым лаком, видны каверны, емкость которых колеблется от 3 до 20 % и трещины, соединяющие каверны.

Каротажная характеристика этих нестандартных коллекторов также необычна (см. рис. 3). В продуктивной части разреза карбонатам свойственны значения удельных электрических сопротивлений 1—4 Ом·м, а в водоносной — 0,6—0,8 Ом·м. Значения ΔT повышены из-за АВПД, а по ΔT_{ny} и по керну пористость низкоомных продуктивных пород определяется как 15—20 %. Описанные отложения послойно прослеживаются по всей центральной и юго-восточной части Бильче-Волицкой зоны, там где отложения зарифового комплекса верхней юры сохранились от последующего размыва. Меняются только мощности рыхлых известняков и их коллекторские свойства.

Из приведенного анализа литофаций и их геофизической характеристики видно, что каждый фациальный пояс имеет свои литологические, структурные, текстурные особенности, проявляющиеся на кривых каротажа и позволяющие опознавать их по данным ГИС. Так, по рисунку восьмилучевых диаграмм можно заметить, что карбонатные отложения, образовавшиеся ниже базиса штормовых волн (пояса 1—3), отличаются сравнительной однородностью, низкой пористостью, повышенной глинистостью. Они обычно не представляют практического интереса с точки зрения нефтегазоносности.

Также однороден по комплексу ГИС пояс 5 — ядро рифа: высокоомные плотные низкопористые (исключая случаи карстования) известняки с низкой естественной радиоактивностью.

Склоны шельфа и особенно платформен-

ная зарифовая часть, находящиеся в непосредственной близости от рифа (пояса 4, 6, 7, 8), представлены большим разнообразием литотипов, что является причиной анизотропии разреза, обусловленной изменчивостью структуры пород, их пористости, а следовательно, и геофизических параметров. В этих зонах концентрируется наибольшее количество коллекторов с широким диапазоном емкостей (5—30 %) и фильтрационных свойств. С этим фациальным поясом связаны основные перспективы открытия залежей нефти и газа.

Платформенная эвапоритовая зона (пояс 9) имеет свой рисунок на восьмилучевой диаграмме, уверенно диагностируется по комплексу ГИС. Присутствие гипсов и ангидритов в карбонатном разрезе существенно снижает его перспективность на нефть и газ.

Таким образом, количественные геофизические критерии позволяют не только выявлять фациальные зоны рифогенных комплексов по данным ГИС, но также прогнозировать их промышленную значимость. Степень достоверности выявления этих фациальных поясов определяется изученностью геологического разреза. Их опознавание должно базироваться на детальных литолого-петрографических описаниях керн, анализе этих данных совместно с комплексом ГИС, выработке критериев определения литологических разностей по каротажу в каждом конкретном разрезе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. — М.: Недра, 1972.
2. Карбонатные породы / Под ред. Дж. Чилингара — М.: Мир, 1970. Т.1.
3. Литологическая интерпретация геофизических материалов при поисках нефти и газа / В.А. Бабадаглы, Т.С. Изотова, И.В. Карпенко, Е.В. Кучерук. — М.: Недра, 1988.
4. Новый тип высокеемких карбонатных коллекторов в продуктивной верхнеюрской толще Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба / В.М. Марковский, И.С. Изотова, В.М. Бортническая и др. // Научно-технический прогресс в технике и технологии геофизических работ на нефть и газ. Львов, 1991. С. 87—93.
5. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990. Т.2.
6. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме отложений Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы / В.Г. Дулуб, М.И. Бурова, В.С. Буров, И.Б. Вишняков. — Л., 1986.
7. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. — М.: Недра, 1980.

Принята редколлегией 29 марта 1993 г.

Генетическая и геохимическая роль нейтронных связей между изотопами химических элементов в формировании минеральных ассоциаций

Т.С. ТИМОФЕЕВА (ИГТ АН Узбекистана)

Рассматривая природную эволюцию вещества В.И. Вернадский писал: «Эмпирические обобщения имеют право на жизнь и могут быть положены в основу научной работы, даже если они являются непонятными и противоречат существующим теориям и гипотезам...» (Биосфера, 1926). К такому классу фактов, не имеющих непосредственного экспериментального подтверждения, относятся результаты изучения влияния особенностей строения атомов химических элементов на концентрацию или рассеяние вещества в природных условиях, будь это протопланетное скопление элементов или компоненты формирующихся земных пород и минералов. При этом первоначальная причина их концентрирования, по-видимому, должна быть достаточно универсальна во всех случаях. Доказательства проявления данных процессов могут быть получены косвенно в процессе изучения их конечных производных — современных минеральных ассоциаций, но с учетом поправки на эволюцию элементного состава за геологическое время.

В настоящее время внимание исследователей в основном сосредоточено на выявлении геологических причин локализации формирующихся минеральных ассоциаций и горных пород в целом. Причины, приводящие к формированию сообществ компонентов исходной минералообразующей среды, недостаточно изучены. За константу берется гипотетическая система с уже изначально находящимися в ней элементами и определенными физико-химическими параметрами. Таким образом, приходится констатировать, что в теории геохимии «выпало» звено, описывающее время, предшествующее началу кристаллизации минералов, т.е. образованию горных пород и проявлению закономерностей формирования земных сообществ элементов.

Не касаясь чисто геологической стороны вопроса, рассмотрим геохимический аспект проблемы. Обычно при выявлении закономерностей формирования природных парагенезисов ограничиваются учетом влияния особенностей строения электронных оболочек атомов, которое положено в основу классического учения об изоморфизме. Весьма

ограниченно учитываются и массовые числа — изобарические закономерности [9] и числа протонов. Прочие константы не принимаются во внимание. Однако, по данным ряда исследователей [6], именно ядра химических элементов обуславливают многие их свойства. В связи с этим углубленное изучение влияния особенностей строения отдельных составляющих ядер не только может существенным образом дополнить наши знания о закономерностях сосуществования вещества земных пород и отдельных минеральных ассоциаций за геологическое время, но и подойти к вопросу познания путей накопления сообществ элементов, формирующих первоначальные парагенезисы, а также к проблеме дальнейшего усложнения элементного состава за счет распада накопленных атомов и синтеза новых.

Впервые о возможном влиянии атомных ядер на упомянутые процессы сказал еще в 1935 г. А. Е. Ферсман. Конкретизируя данный подход, в 1959 г. А. С. Уклонский внес предложение учитывать при рассмотрении геохимии элементов число нейтронов в ядрах стабильных изотопов (изотонический парагенезис). В своих рассуждениях он отошел от классической трактовки термина «изотон», предложив под ним подразумевать не отдельные изотопы, как это принято в ядерной физике, а элемент в целом. Несмотря на совершенно новый подход, позволяющий рассмотреть причину формирования состава горных пород, ассоциаций и особенности локализации в них элементов, гипотеза А. С. Уклонского не нашла применения при минерало-геохимических исследованиях, возможно, в связи с отсутствием в те годы высокопрецизионной аппаратуры соответствующего назначения, позволяющей проводить массовые исследования на изотопном уровне.

Современное изучение особенностей геохимии месторождений различных металлов увеличило число объектов с сосуществующими «типичными и нетипичными» ассоциациями химических элементов, что требует для объяснения нетрадиционного подхода, к которому может быть отнесена гипотеза А.С.Уклонского. Однако, чтобы ее исполь-

зовать необходимо уточнить, что в природных парагенезисах помимо стабильных фиксируются и нестабильные ядра с любыми периодами полураспада [7,8, Т. С. Тимофеева, 1991].

Как было сказано, для парагенезисов различного типа и формационной принадлежности характерно наличие не только типичных, но и нетипичных для них с позиций изоморфизма элементов. Форма фиксации последних — минеральная и примесная. Содержания колеблются от следов до целых процентов, причем соблюдается одна особенность: стабильные и нестабильные изотопы могут быть сгруппированы в сообщества по признаку одинакового числа нейтронов в их ядрах, охватывающие как основные, так и примесные, в том числе «запрещенные» законами изоморфизма элементы. В связи с тем, что такая особенность касается ядерных характеристик элементов, т.е. основополагающих особенностей их строения, она является отражением того периода, когда проходила дифференциация изначального вещества Вселенной, создавалась Земля, как космическое тело, и формировались земные горные породы и ассоциации минералов. Отражением прошлых геохимических процессов являются их современные составы. Наши исследования подобных сообществ с зафиксированными в них в настоящее время парагенезисами элементов показали, что в большинстве случаев для них соблюдается принцип изотонизма [7], т.е. в этом случае определяющим является именно особенность внутреннего строения ядер атомов. Таким образом, правомочен вопрос, какова же роль явлений изотонизма и изоморфизма и где их место в процессе формирования вещества Земли — горных пород и минеральных ассоциаций — как объективно существующих явлений, связанных с особенностями строения электронной оболочки атома (изоморфизм) и числа нейтронов в ядре (изотонизм)? Разберем роль обоих явлений.

К факторам, определяющим возможность изоморфного замещения элементов (как таковых) в кристаллизующейся матрице различных металлов, относятся: тип конфигурации связей в ковалентных соединениях, координационное число атомов, межатомные расстояния, валентность атомов, тип химических связей. Для природных условий должен выдерживаться и принцип определенной концентрации атомов в ходе геохимического процесса, так как ее изменение может оказаться основной причиной степени изоморфизма. Понятие изоморфное состояние в настоящее время исследователями соотносится с химическим веществом, находящимся в твердом кристаллическом состо-

янии или на стадии кристаллизации различных минералов, образующих формирующуюся минеральную ассоциацию. При этом данное явление не касается причины изначального концентрирования или рассеяния этого вещества (как-то атома, иона, или элемента в целом) к моменту формирования как Праземли, так и конкретно минерального парагенезиса. Как видно, вопрос о замещении изотопа на изотоп при рассмотрении явления изоморфизма даже не поднимается. Именно подобный процесс проходит на атомарном (изотопном) уровне и, по нашему мнению, будет обусловлен проявлением изотонических (нейтронных, межъядерных) связей и принципом изотонизма (Т.С. Тимофеева, 1984). Особая роль нейтронов в формировании элементного парагенезиса подчеркнута и С.Т. Бадаловым [1], согласно которому на долю ядер стабильных протоизопопов основных минералообразующих земных элементов с магическими числами нейтронов приходится 98,35 %. При этом их общая распространенность (Н, О, Si, Al и др.) составляет 88,9598 %, на долю остальных 269 из 287 стабильных изотопов 63 элементов приходится около 11 %. Данный пример подчеркивает роль именно нейтронов в образовании природных сообществ химических элементов.

В связи с тем, что электростатическое поле атома, по М.М. Протодьяконову и И.Л. Герловину (1975), не сферическое (это привело бы к отталкиванию ядер в обычных условиях), а удлиненное, выходящее за пределы ядер, то при их группировке на расстояниях 10^{-7} — 10^{-8} см определяющими будут именно нейтронные (по М.М. Протодьяконову, метонные) связи (Т.С. Тимофеева, 1984). При этом, чем большее число атомов-изотонов будет находиться на указанных расстояниях, т.е. больших 1 их размера, тем устойчивее будет взаимодействие последних, иначе в данном случае будет иметь место суммарная (удвоенная, утроенная и т.д.) связь. Явление изотонизма определит поведение атомов химических элементов, производя их необходимую ориентацию в пространстве, и создаст условия для их взаимодействия. Закон, который обусловит подобный процесс между ядрами-изотонами, должен быть достаточно универсален, охватывая как макрокосмос в целом, так и микрокосмос, в частности, представленный отдельными атомами химических элементов или их сообществами, впоследствии формирующими тот или иной парагенезис. Взаимодействие между ядрами-изотонами, по видимому, определяется энергией, необходимой для приведения в движение по направлению друг к другу ядер-изотонов и числом (содержанием) последних в данный

момент в определенной точке формирующегося космического тела или частной минеральной ассоциации. Такому требованию отвечает классическая формула Эйнштейна:

$$E = m c^2$$

или

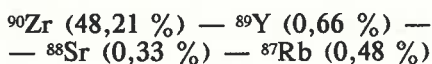
$$E = m V^2 / 2 = m p^2 / 2 m^2;$$

$$p = m v,$$

где c — скорость света; p — момент количества движения (мера инерции изотонической цепочки для каждого ее составляющего); m — масса тела, v — скорость движения тела.

Именно эта особенность взаимодействия ядер-изотонов в формирующейся изотонической цепочке определит поведение атомов химических элементов в объеме дифференцирующейся минералообразующей среды, приводя их к нужной ориентации в пространстве и упорядочению изначально хаотичной системы.

Как пример степени интенсивности течения данного процесса, приведем изотонические цепочки с 50 нейтронами в ядрах для цирконов из базальтоидов Долона.



или



Упомянутый закон приведет к формированию космических тел из протопланетного вещества только на стадии его ядерного (атомарного) упорядочения до начала перехода в твердое кристаллическое состояние. Уже раскристаллизованное твердое вещество минерала с устойчивой кристаллической решеткой не позволит дальнейшую свободную переориентацию атомов изотопов в объеме матрицы. Только в газообразном свободном состоянии возможна ориентация определенным образом отдельных ядер изотопов под воздействием электростатического поля и, как следствие, накопление в позднейших ассоциациях изотонических парагенезисов элементов.

Отсюда следует, что так как изоморфизм охватывает процессы кристаллизации вещества (химических элементов в виде определенных соединений), то при: 1) наблюдении определенных факторов: близких размеров атомов или ионов и др. — изоморфизм как явление может быть частным случаем изотонизма; 2) оба явления — изотонизм и изоморфизм принадлежат к разновременным категориям. Отражением того факта, что создание сообществ элементов при формировании Праземли и ее позднейших минеральных ассоциаций происходит

именно под воздействием упомянутой универсальной геохимической причины, и является состав существующих ассоциаций. В природных парагенезисах все имеющиеся на сегодняшний день элементы могут быть сгруппированы по признаку общности числа нейтронов в ядрах парагенных химических элементов — в изотонические цепочки и ряды [7]. Усложнение и изменение первоначальных сообществ элементов, зафиксированных в момент эксперимента в земных горных породах и минералах, происходит с течением геологической жизни Земли, как космического тела в результате двух причин: распада тех нестабильных ядер, чье время жизни менее возраста Земли, т.е. менее 5—6 млрд лет и синтеза новых ядер, как стабильных, так и не стабильных (Сисенгалиев и др., 1989). При этом концентрация первых уменьшается, а вторых — увеличивается (Т.С. Тимофеева, 1983—1991). Эти процессы непрерывны и ответственны за эволюцию состава конкретной минеральной ассоциации.

Синтез, так же как и распад элементов, происходит в природных земных условиях для ядер самой различной массы, в том числе и с Z более 92 сверхтяжелых зауроновых элементов (Т.С. Тимофеева, 1983, 1987); во всех случаях собственный возраст последних будет меньше возраста Земли как космического тела. Сказанное проиллюстрируем примером состава современных минеральных ассоциаций — результата первоначального соосаждения элементов из-за проявления нейтронных (изотонических, межъядерных) связей и последующей эволюции вещества из-за распада и синтеза сосуществующих компонентов конкретного парагенезиса. Как отдельные минералы, так и в целом штучные образцы для выяснения изотопного и элементного составов были нами подвергнуты различным анализам: микрорентгеноспектральному (ИГГ АН Узб., аналитик М. Мусаева), спектральному и рентгено-спектральному (ПГО «Краснохолмскгеология», аналитик А. Уварова), нейтронно-активационному, гамма-спектрометрическому без наведенной активности (ИЯФ АН Узб., аналитик Д. Каримкулов), масс-спектрометрическому и вторично-ионному масс-спектрометрическому (НИИ прикладной физики ТашГУ и ИГГ АН Узб., аналитик Ю.И. Лесовой). На момент эксперимента для 39 химических элементов обнаружено 85 стабильных и нестабильных изотопов, в том числе таких несвойственных для данного типа минерализации, как Y, Zr, La, Id, Pz, Tl, Ra, Th, Pa, U. Обратим внимание на обширный спектр нестабильных изотопов, причем период их полураспада, например, колеблется от 34 мин для ^{208}Tl

Изотоп	Период полураспада, лет	Число нейтронов; изотопы	Минерал		
			Платина самородная, обр. 5182	Поликсен	Осмирид
⁶ Li	Стабильный	3	+		+
⁷ Li	«	4	+		+
¹⁰ Be	2,5 × 10 ⁶	6	+		+
¹² C	Стабильный	6	+	+	+
¹⁶ O	«	8	+	+	+
²³ Na	«	12	+	+	+
²⁴ Mg*	«	12	+	+	+
²⁷ Al	«	14	+	+	+
²⁸ Si	«	14	+	+	+
²⁹ Si	«	15	+	+	+
³⁰ Si	«	16	+	+	+
³² Si	«	16	+	+	+
³⁴ S	«	18	+	+	+
³⁹ K	«	20	+	+	+
⁴⁰ Ca	«	20	+	+	+
⁴¹ K	«	22	+	+	+
⁴⁰ Ca	«	21	+	+	+
⁴⁵ Sc	«	24	+	+	+
⁴⁸ Ti	«	26	+	+	+
⁵² Fe	7,8	26	+	+	
⁵² Cr	Стабильный	28	+	+	+
⁵⁴ Fe	«	28	+	+	+
⁵⁵ Mn	«	30	+	+	+
⁵⁶ Fe	«	30	+	+	+
⁵⁷ Fe	«	31	+	+	+
⁵⁸ Fe	«	32	+	+	+
⁵⁹ Co	«	32	+	+	+
⁶⁰ Ni	«	32	+	+	+
⁶³ Cu	«	34	+	+	+
⁶⁵ Cu	«	36	+	+	+
⁸⁵ Rb	«	48	+	+	+
⁸⁷ Rb	4,8 × 10 ¹⁰	50	+	+	+
⁸⁹ Y	Стабильный	50		+	+
⁹⁰ Zr	«	50		+	+
⁹⁶ Ru	«	52	+	+	+
⁹⁹ Ru	«	55	+	+	+
¹⁰⁰ Ru	«	56	+	+	+
¹⁰¹ Ru	«	57	+	+	+
¹⁰² Ru	«	58	+	+	+
¹⁰³ Rh	«	58		+	+
¹⁰⁴ Ru	«	60	+	+	+
¹⁰⁷ Ag	«	60	+	+	+
¹⁰⁴ Ru	4,4	61	+	+	+
¹⁰⁹ Ag	Стабильный	62	+	+	+
¹³⁷ Ba	«	81			+

Изотоп	Период полураспада, лет	Число нейтронов; изотопы	Минерал		
			Платина самородная, обр. 5182	Поликсен	Осмирид
¹³⁹ La	Стабильный	82			+
¹⁴¹ Pr	2 × 10 ¹⁶	82			+
¹⁵⁶ Cd	Стабильный	92			+
¹⁵⁸ Cd	«	94			+
¹⁸⁶ Os	«	110	+	+	+
¹⁸⁷ Os	10 ¹⁵	111	+	+	+
¹⁸⁸ Os	Стабильный	112	+	+	+
¹⁸⁹ Os	«	113	+	+	+
¹⁹⁰ Os	«	114	+	+	+
¹⁹¹ Ir	«	114	+	+	+
¹⁹² Ir	74 дня	115	+	+	+
¹⁹² Os	10 ¹⁴	116	+	+	+
^{192m} Os	—	116	+	+	+
¹⁹³ Ir	Стабильный	116	+	+	+
¹⁹⁴ Pt	«	116	+	+	+
¹⁹⁵ Pt	«	117	+	+	+
¹⁹⁸ Tl	5,3 ч	117	+		+
¹⁹⁶ Pt	Стабильный	118	+	+	+
¹⁹⁷ Au	«	118	+		+
¹⁹⁸ Hg	«	118	+		
¹⁹⁹ Hg	«	119	+		
²⁰⁰ Tl	26,1 ч	119	+		
¹⁹⁸ Pt	10 ¹⁵	120	+	+	+
²⁰⁰ Hg	Стабильный	120	+		
²⁰¹ Tl	73,5 ч	120	+		+
¹⁹⁹ Pt	30,8 мин	121	+	+	+
²⁰³ Tl	Стабильный	122	+	+	+
²⁰⁴ Pb	1,4 × 10 ¹⁷	122	+	+	+
²⁰⁴ Tl	4,26	123	+		+
²⁰⁵ Tl	Стабильный	124	+		+
²⁰⁶ Pb	1,4 × 10 ¹⁷	124	+	+	+
²⁰⁷ Pb	Стабильный	125	+	+	+
²⁰⁸ Pb	«	126	+	+	+
²⁰⁹ Bi	«	126	+	+	+
²⁰⁸ Tl	3,0 мин	127	+	+	+
²¹⁴ Bi	19,9 мин	131		+	+
²²⁶ Ra	1602	138	+	+	+
²²⁸ Th	1,91	138	+	+	+
²²⁸ Ac	6,13	139	+	+	+
²³² Th	1,28 × 10 ¹⁰	142	+	+	+
²³³ Pd	27 дней	142	+	+	+
²³⁴ U	2,47 × 10 ⁵	142	+	+	+
²³⁸ U	4,5 × 10 ⁹	146	+	+	

* Работами Ф.И. Мамаджанова (1984) доказано наличие этих изотопов в образцах природного кварца.

2. Геохимические особенности ультрамафитов Атбаши-Джангджирской площади

Элементы		Состав	
основные	примесные	изотопный	минеральный*
H, C, Ca, Na, Mg, K, S, Al, Si, Ti, Cr, Fe, Ni, Ru, Os, Ir, Pt	Li, Be, Co, Cu, As, Zn, Sb, Sn, Te, Sc, Ag, Y, Tr, Ba, Mo, Pd, W, Au, Tl, Hg, Bi, Pb, Ac, Ra, Th, U	⁶ Li, ⁷ Li, ¹⁰ Be, ¹² C, ¹⁶ O, ²³ Na, ²⁴ Mg, ²⁷ Al, ²⁸ Si, ³⁰ Si, ²⁹ Si, ³² S, ³⁴ S, ³⁹ K, ⁴⁰ K, ⁴¹ K, ⁴⁰ Ca, ⁴⁵ Sc, ⁴⁸ Ti, ⁵² Cr, ⁵⁵ Mn, ⁵² Fe, ⁵⁴ Fe, ⁵⁶ Fe, ⁵⁷ Fe, ⁶³ Cu, ⁶⁵ Cu, ⁸⁵ Rb, ⁸⁷ Rb, ⁸⁹ Y, ⁹⁰ Zr, ⁹⁶ Ru, ⁹⁹ Ru, ¹⁰⁰ Ru, ¹⁰¹ Ru, ¹⁰² Ru, ¹⁰⁴ Ru, ¹⁰⁵ Ru, ¹⁰³ Rh, ¹⁰⁷ Ag, ¹⁰⁹ Ag, ¹³⁷ Ba, ¹³⁹ La, ¹⁴¹ Pr, ¹⁵⁶ Gd, ¹⁵⁸ Gd, ¹⁸⁶ Os, ¹⁸⁷ Os, ¹⁸⁸ Os, ¹⁸⁹ Os, ¹⁹⁰ Os, ¹⁹² Os, ^{192m} Os, ¹⁹¹ Ir, ¹⁹² Ir, ¹⁹³ Ir, ¹⁹⁴ Pt, ¹⁹⁵ Pt, ¹⁹⁶ Pt, ¹⁹⁸ Pt, ¹⁹⁹ Pt, ¹⁹⁷ Au, ¹⁹⁸ Tl, ²⁰⁰ Tl, ²⁰¹ Tl, ²⁰³ Tl, ²⁰⁵ Tl, ²⁰⁴ Tl, ²⁰⁸ Tl, ²⁰⁹ Bi, ²¹⁴ Bi, ²²⁶ Ra, ²²⁸ Ac, ²²⁸ Th, ²³² Th, ²³⁴ U, ²³⁹ U	Пироксены, амфиболы, серпентин, оливин, кальцит, графит, пирит, пентландит, сульфиды Ni, Cu, самородные Fe, Zn, Sn, Ru, Pt, Os, Ir, Pb Осмирид, рутениридосмин, поликсен, сульфиды Rh, Pd, тетрадимит, хромит, магнетит, киноварь, гетит, гидрогетит, кочубейт и др.

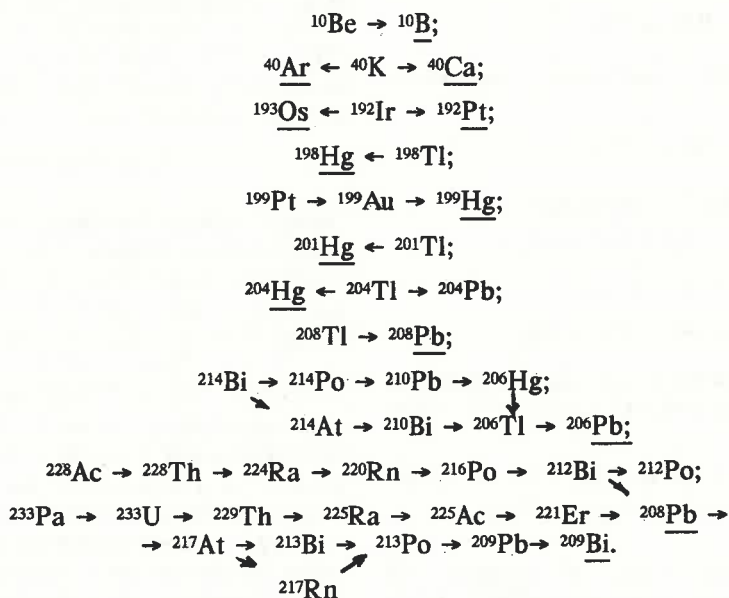
* По Т.С. Тимофеевой. 1975; И.Х. Хамрабаеву, Т.С. Тимофеевой и др., 1978; Т.С. Тимофеевой и др., 1981; М.М. Мусаевой, 1989.

до $4,8 \times 10^{10}$ лет для ^{87}Rb (табл. 1). Для сравнения нами по аналогичной схеме была проанализирована Гусевгорская самородная платина, ассоциирующая с хромитом, киноварью и самородным золотом. В отличие от минералов Атбаши-Джангджирской площади в этой платине установлены изотопы ртути и таллия. Оба элемента обнаружены в ассоциации, зафиксированной в киновари.

В целом для обоих случаев перечень изотопов, фиксируемых в минералах, отражает элементный состав ассоциации (табл. 1, 2), и ее изначальные геохимические особенности. Кроме того наличие изотопов с небольшими периодами полураспада и присутствие радиоактивных Ra, Ac, Th, Pa и U позволяет нам подчеркнуть факт эволюции элементного и изотопного составов парагенезиса из-за распада одних ядер (^{10}Be , ^{40}K , ^{192}Ir ,

^{198}Tl , ^{200}Tl , ^{199}Pt , ^{214}Bi , ^{228}Ac , ^{228}Th и пр.) и синтеза других за время геолого-геохимический «жизни» ассоциации. Например, согласно [10] для перечисленных нестабильных изотопов характерны следующие превращения (см. ниже).

В приведенных цепочках превращения нестабильных ядер подчеркнут стабильный изотоп. Как видим, практически все перечисленные стабильные ядра, а также ряд нестабильных промежуточных нуклонов зафиксированы в исследованных ассоциациях (см. табл. 1), что подтверждает правомочность выдвигаемого нами тезиса о путях элементной и изотопной эволюции ассоциации за геологическую историю ультрамафитов, в том числе и современную. Косвенным доказательством того, что при упорядочении элементов в момент дифференциации вещества Праземли основополагающи-



ми были именно нейтронные (межъядерные) связи между атомами, служат данные табл. 1. Практически все стабильные изотопы, т.е. те, чей возраст сопоставим с возрастом Земли как космического тела могут быть сгруппированы в изотонические сообщества элементов, в ядрах изотопов которых содержится одинаковое число нейтронов. Сюда относятся: ^{10}Be и ^{12}C ; ^{23}Na и ^{24}Mg ; ^{27}Al и ^{28}Si ; ^{30}Si и ^{32}S ; ^{39}K и ^{40}Ca ; ^{48}Ti и ^{52}Fe ; ^{55}Mn и ^{56}Fe ; ^{87}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y и ^{90}Zr ; ^{102}Ru и ^{103}Rh ; ^{139}La и ^{141}Pr ; ^{190}Os и ^{191}Ir ; ^{192}Os , ^{193}Ir и ^{194}Pt ; ^{195}Pt и ^{198}Ti ; ^{197}Au и ^{198}Hg ; ^{203}Ti и ^{204}Pb ; ^{205}Ti и ^{206}Pb и др. Отметим, что ядра нестабильные с различными периодами полураспада, в том числе и возникшие недавно, также могут быть сгруппированы по признаку изотонизма. Дополним уже написанное: ^{195}Pt и ^{198}Ti ; ^{199}Hg и ^{200}Ti ; ^{198}Pt , ^{200}Hg и ^{209}Ti ; ^{226}Ra и ^{228}Th ; ^{232}Th , ^{233}Pa и ^{234}U . Таким образом и в геохимических процессах, происходящих сейчас в ассоциациях Атбаши-Джангджира, явлению изотонизма отведена значительная роль. Причем из-за прохождения реакций превращения ядер (деление и синтез) увеличивается с течением времени содержание таких изотопов, как ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{209}Bi и др. и уменьшается Ra , Th , U и др., что влечет за собой искажение результатов при определении абсолютного возраста пород по свинцовому методу.

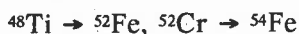
Если рассматривать изотопный и элементный состав отдельных минералов (см. табл. 1), то в момент их локализации в виде твердых тел с устойчивой кристаллической решеткой проявились и особенности строения электронных оболочек атомов, т.е. принцип изоморфизма: в минералах зафиксирован перечень элементов, замещающих согласно К.А. Власову, изоморфно ряд компонентов:



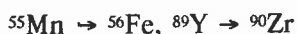
(взаимозамещаемые элементы в алюмосиликатах),



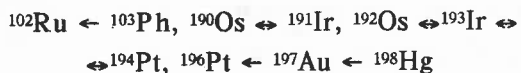
и др. Или замещение изоморфно



в титаномagnetитах, там же



в цирконах Долона и пр. Для минералов платиноидов характерны следующие замещения:



и др. (стрелки указывают на замещаемый изотоп). При таком типе изоморфного заме-

щения, когда во взаимодействие вступают ядра-изотопы, в момент кристаллизации будут образовываться многокомпонентные соединения. Процесс идет на изотопном уровне. Примером могут служить упомянутые составы цирконов из щелочных базальтоидов Долона, где наблюдается дефицит изотопа ^{90}Zr , восполняемый изотопами ^{88}Sr , ^{87}Rb , ^{89}Y . Сделаем выводы из сказанного:

1. Современные геохимические особенности отдельных минеральных ассоциаций являются отражением не только фазы становления Земли как космического тела, но и поздней эволюции вещества, происходящей постоянно и приводящей в результате распада и синтеза ядер атомов химических элементов к усложнению первоначального состава.

2. Изотонизм и изоморфизм относятся к явлениям разновременных категорий: если первое проявляется в момент первоначального упорядочения вещества и определяет вещественную среду, из которой в дальнейшем идет кристаллизация минеральных фаз, то второе — с начала кристаллизации отдельных минералов обладающих устойчивой кристаллической решеткой. При этом правомочно сказать, что изоморфное замещение происходит не на уровне элемента в целом, а на уровне отдельных изотопов. В том случае, если изоморфно замещаемые изотопы будут между собой изотонами — замещения будут наиболее устойчивыми.

3. При изоморфном замещении, происходящем на изотопном уровне, возможно образование моно- и полиизотопных многокомпонентных фаз с фиксацией увеличенных количеств отдельных изотопов. Например, поликсен (Fe Pt) в природных условиях Атбаши-Джангджира представлена следующей группой изотопов (см. табл. 2): $\text{Fe} (^{54}\text{Fe} + ^{56}\text{Fe} + ^{57}\text{Fe})$ $\text{Pt} (^{194}\text{Pt} + ^{195}\text{Pt} + ^{196}\text{Pt} + ^{198}\text{Pt} + ^{199}\text{Pt})$. При этом нестабильные ядра из-за превращений будут источником примесных компонентов



концентрации которых увеличиваются за геологическое время. Одновременно с этим в матрице поликсена происходит фиксация изотонических пар: $^{54}\text{Fe} + ^{52}\text{Cr}$; $^{56}\text{Fe} + ^{55}\text{Mn}$; $^{58}\text{Fe} + ^{59}\text{Co}$; ^{60}Ni ; $^{194}\text{Pt} + ^{192}\text{Os}$; ^{193}Ir ; $^{195}\text{Pt} + ^{198}\text{Ti}$; $^{196}\text{Pt} + ^{197}\text{Au}$; ^{198}Hg ; $^{198}\text{Pt} + ^{200}\text{Hg}$, что также усложнит первоначальный состав минерала. Спектральным анализом изучаемого нами поликсена установлено наличие в последнем примесных компонентов Cr , Mn , Co , Ni , Au , Hg ; масспектральный анализ подтвердил наличие изотопов таллия, изотопов платины. Высказанное положение подтвержда-

ют результаты анализов, приведенные в табл. 1, 2.

Таким образом, данный пример показывает, что геохимические процессы, происходившие когда-то и происходящие в настоящее время (даже в момент эксперимента) в природных ассоциациях, обусловлены особенностями строения атомов в целом — их ядер и электронных оболочек. Явления изотонизма и изоморфизма, хотя и относятся геохимически к разновозрастным категориям, однако связаны, во-первых, с формированием минералообразующей среды, во-вторых с фиксацией компонентов этой среды в виде минералов и минеральных ассоциаций. В первом случае основной причиной являются нейтронные (изотонические, межъядерные) связи между изотопами химических элементов, определяющие будущие составы как основных, так и примесных компонентов формирующихся ассоциаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадалов С.Т. Изотопы химических элементов и

магические числа нейтронов и протонов в их ядрах // Узб. геол. ж., 1991, № 6. С. 37—40.

2. Герловин И.Л. Основы единой релятивистской теории фундаментального поля — ТФП М.: ВИНТИ. 1973, № 7089.
3. Казанцев А. Возвращение в грядущее // Свет, 1991, № 9. С. 50—53.
4. Мусаева М.М. Акцессорная иридиевая платина из русловых отложений р. Атбаши (Центральный Тянь-Шань) // Узб. геол. ж., 1986, № 2. С. 64—68.
5. Протодьяконов М.М., Герловин И.Л. Электронное строение и физические свойства кристаллов. — М., Наука, 1975.
6. Свицкий М.С. Электронное строение вещества. — М., Наука, 1980.
7. Тимофеева Т.С. Изотонические (нейтронные, межъядерные) связи химических элементов в минералах и рудах природных ассоциаций // Узб. геол. ж., 1982, № 2. С. 80—89.
8. Тимофеева Т.С., Герловин И.Л., Протодьяконов М.М. О физической сущности изотонических связей и особенности накопления «нужных» элементов в минеральных ассоциациях // Докл. АН УзССР. 1984, № 7. С. 47—49.
9. Уклонский А.С. изобары, изотопы устойчивых изотопов и их параэлементы // Докл. АН УзССР. 1959, № 11.
10. Lederer M. Table of Esotopes. — Toronto, 1978.

Принята редколлегией 26 ноября 1992 г.

Хроника, информация

УДК 553.078(047.6)

© Д.И. Горжевский, 1993

Металлогения осадочных бассейнов

Д.И. ГОРЖЕВСКИЙ (ЦНИГРИ)

В ЦНИГРИ 1—2 декабря 1992 г. состоялась межведомственная научная конференция, посвященная металлогении осадочных бассейнов. Конференция была организована Комитетом по геологии и использованию недр Российской Федерации, Российским геологическим обществом, ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ЦНИГРИ (Москва). В работе конференции участвовали более 200 ученых из институтов РОСКОМНЕДРА (ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, Зарубежгеология), Российской Академии наук и ряда высших учебных заведений, а также производственных организаций. Было заслушано и обсуждено 29 докладов по геологии и условиям рудообразования в осадочных бассейнах; металлоносности осадочных бассейнов.

Особенно хочется отметить доклад академика А.Л. Яншина, посвященный эволюции формирования осадочных платформенных бассейнов и связанных с ними полезных

ископаемых, а также методологическим аспектам геолого-генетических построений.

В докладе А.Д. Щеглова, С.И. Романовского, А.С. Тараканова, В.П. Феоктистова (ВСЕГЕИ) была рассмотрена классификация осадочных бассейнов на геодинамической основе и анализ их минерогенеза.

А.И. Кривцов (ЦНИГРИ) привел модели возможного накопления рудного вещества в седиментационных обстановках при субмаринных рудообразующих процессах. Доклад В.Н. Холодова (ГИН) был посвящен рудообразующим растворам элизионных систем, как фактору стратиформного рудообразования. Д.И. Павлов и Ж.В. Домбровская (ИГЕМ) рассмотрели осадочные месторождения марганца, которые интерпретируются как результат восходящей разгрузки вод нефтегазоносных бассейнов. В докладе Е.А. Баскова (ВСЕГЕИ) проанализированы строение и эволюция палеогидрогеологических рудообразующих систем осадочных бассейнов.

Гидрогеологической модели формирования рудоносных структур в осадочных бассейнах был посвящен доклад Г.А. Голевой (МГОУ). Д.И. Горжевский, В.Д. Конкин и Г.В. Ручкин (ЦНИГРИ) отметили роль органического вещества в процессе рудообразования в осадочных бассейнах. И.Б. Волкова (ВСЕГЕИ) в своем докладе рассмотрела связь состава и метаморфизма органического вещества с металлоносностью черных сланцев. Г.А. Беленицкая (ВСЕГЕИ) охарактеризовала бассейны галогенеза и ассоциирующее с ними стратиформное оруденение.

По металлоносности осадочных бассейнов были прочитаны и обсуждены следующие доклады: В.П. Феоктистова, А.К. Иогансона (ВСЕГЕИ) «Типы обстановок локализации рудных районов в рудоносных осадочных бассейнах»; Н.К. Курбанова (ЦНИГРИ) «Золоторудные месторождения осадочных бассейнов»; Г.В. Ручкина, А.И. Донца, В.Д. Конкина (ЦНИГРИ) «Свинцово-цинковые месторождения осадочных бассейнов»; М.М. Константинова (ЦНИГРИ) «Стратиформное золотое оруденение — достижения и пути построения моделей рудообразующих систем»; А.Ф. Коробейникова (ТПИ) «Золото и платина в породах черносланцевых толщ палеозойских орогенов»; В.А. Нарсеева, В.А. Фаворова, В.М. Матвиенко, А.В. Захарова (ЦНИГРИ) «Золото-мышьяково-никелево-платиновая минерализация в черных сланцах»; Ю.Р. Ручкиной (ЦНИГРИ) «Обстановки накопления и типы органического вещества рудоносных черносланцевых отложений золоторудных районов»; Н.М. Заири (ЦНИГРИ) «Изотопно-геохимическая модель формирования золоторудных месторождений в осадочно-терригенных толщах»; В.Н. Сорокина (ЦНИГРИ) «Золото-сульфидное оруденение: генезис и систематика».

В числе стендовых сообщений следует отметить материалы: И.З. Исакович и В.Б. Чекваидзе (ЦНИГРИ), в которых были охарактеризованы ореолы оклорудной прожилковой и сульфидной минерализации на золоторудных месторождениях в черносланцевых толщах, П.Ф. Иванкина и Н.И. Назаровой (ЦНИГРИ), посвященное типовым метасоматическим процессам в породах осадочных бассейнов, В.М. Никольского (Нижеволжскгеология), в котором рассмотрена рудоносность соляных куполов Прикаспийской впадины.

Конференция прошла в обстановке весьма

оживленной дискуссии, в процессе которой многие выступающие обратили внимание на то, что несмотря на определенные успехи в разработке ключевых аспектов проблемы, ее необходимое развитие сдерживается разобщенностью исследований по разным направлениям, особенно при изучении нефтегазовых и рудных месторождений.

В решении, принятом на заключительном заседании, отмечено, что в последние годы получены убедительные данные об участии в рудогенезе рассолов различного происхождения, о возможности экстракции металлов из углеродсодержащих формаций, об участии в транспортировке рудного вещества металлоорганических соединений, о присутствии газово-жидких включений в рудных и жильных минералах органического вещества.

Основными направлениями дальнейших исследований по проблеме конференции рекомендует считать:

- установление пространственной и временной взаимосвязи геологических и рудных формаций, нефтегазоносных свит и скоплений углеводородов в латеральных и вертикальных формационных рядах важнейших типов осадочных бассейнов;
- разработку металлогенической и минерагенической типизации осадочных бассейнов для целей прогноза месторождений, включая и их новые типы;
- разработку моделей процессов и систем накопления вещества с целью выяснения форм и причин связи рудных, нерудных, нефтяных и угольных месторождений;
- исследование происхождения и эволюции подземных вод осадочных бассейнов, в том числе их палеогидродинамики, с целью выявления их роли в рудогенезе;
- изучение металлогенических соединений и их трансформаций при диагенезе, катагенезе и метаморфизме.

Конференция отметила, что для разработки проблемы, включенной РОСКОМНЕДРА в научное обоснование федеральных минерально-сырьевых программ, необходимо составление межведомственной координационной программы и создание соответствующего научного совета или межведомственной комиссии.

Конференция поручила ЦНИГРИ опубликовать основные доклады, в журналах «Отечественная геология», «Руды и металлы». Организация очередной конференции, посвященной геологии и минерагении осадочных бассейнов, была поручена ВСЕГЕИ.

Первое Всероссийское совещание председателей комиссии по экологии

Г.С. ФРАНТОВ (Всероссийское общество охраны природы)

Первое Всероссийское совещание председателей постоянных депутатских комиссий по экологии проходило с 27 по 29 января 1993 г. в Мариинском дворце Санкт-Петербурга.

С приветствиями участникам выступили: А.Н. Беляев — Председатель Санкт-Петербургского городского Совета народных депутатов; В.Н. Щербаков — вице-мэр Санкт-Петербурга.

На совещании с докладами выступили: А.В. Яблоков — Государственный Советник Российской Федерации по политике в области экологии и охраны природы; А.М. Амиранов — заместитель министра охраны окружающей среды и природных ресурсов Российской Федерации (Основные направления природоохранной политики Министерства охраны окружающей среды и природных ресурсов Российской Федерации в 1993 году); В.П. Варфоломеев — председатель комитета Верховного Совета Российской Федерации по вопросам экологии и рационального природопользования (Основные направления природоохранной политики Верховного Совета Российской Федерации в 1993 году); А.С. Шестерюк — референт постоянной комиссии по экологии Межпарламентской Ассамблеи СНГ (Роль науки в подготовке Советов народных депутатов по вопросам охраны окружающей среды).

В этих и других докладах были рассмотрены различные проблемы, связанные с сохранением окружающей среды (вода, воздух), радиоактивным и химическим заражением.

В докладах отмечалась необходимость объединения усилий комиссий по экологии

Российской Федерации. Наряду с перечисленными проблемами появились и новые.

К их числу относятся распространенные на совещании материалы Г.С. Франтова о сохранении геологической среды.

В этих материалах геологические объекты рассматриваются как элементы окружающей среды. Автор считает, что следует:

1. Разработать подход к созданию программы по сохранению уникальных геологических объектов Российской Федерации.

2. Начать работы по созданию Закона о сохранении минералов Российской Федерации (с учетом научной значимости минералов).

3. Отработать механизм экспертизы научной значимости геологических объектов (например, нефтяных или рудных месторождений), сдаваемых в концессию или продаваемых.

4. Разработать подход к созданию Закона о праве будущих поколений россиян на природопользование.

Особенно нужно отметить, что дальнейшая работа экологического парламента будет проходить в таких городах как Свердловск, Иркутск, являющихся крупными центрами горной промышленности России, где нужно будет рассмотреть вопросы, связанные с человеком, политикой и Природой. Концепция единства биологических и геологических вопросов, рассмотренная в наших книгах, оправдала себя и должна учитываться при решении затронутых проблем. Так, сегодня мы должны думать о сохранении всех видов минералов, также как мы действуем, сохраняя все виды растений и животных.

Краткие сообщения

Полевые спектрометрические исследования пород для их диагностирования по материалам дистанционных съемок

С.Г. СЛУЦКАЯ, В.Г. СУРИН (ВНИИКАМ)

Спектрофотометрические исследования природных объектов в полевых условиях и с самолетов были начаты 40 лет назад в

научно-исследовательском институте космоаэрогеологических методов (ВНИИКАМ).

За этот период создана оригинальная по-

левая и летная спектрометрическая аппаратура, получен большой фактический материал о спектрах отражения природных объектов в видимом диапазоне, разработаны теоретические вопросы и методики измерений, обработки спектрометрических данных и их использования для решений задач геолого-географического картирования.

До недавнего времени во ВНИИКАМ проводились полевые спектрометрические измерения только в видимой области спектра. В последние годы началось освоение ближней (БИК) и средней (СИК) инфракрасных областей спектра (1,2—2,4 и 8—14 мкм), которые по результатам отечественных лабораторных [1] и зарубежных многоуровневых [2] исследований перспективны для диагностики геологических объектов.

В настоящей работе изложены результаты полевого спектрометрирования горных пород в ближнем ИК-диапазоне. Полевые спектральные исследования, являясь важным переходным звеном между лабораторными и самолетными измерениями во многом определяют правильность решения некоторых обратных задач опознавания исследуемых горных пород. На их основе решаются практически важные задачи выбора оптимальных каналов съемочных систем с целью выявления конкретных объектов и разработки алгоритмов обработки материалов съемки.

Полевые исследования в БИК диапазоне (1,2—2,4 мкм) проводились в Сибири на гранитных массивах Читинской области с помощью ИК-спектрометра.

Основными техническими характеристиками прибора являются спектральное разрешение 0,1 мкм, поле зрения $8' \times 45'$, время регистрации одного спектра 1/4 с, напряжение питания 27 В, потребляемая мощность 30 Вт, масса прибора 16 кг. При проведении измерений прибор устанавливается на специальной треноге на расстоянии 1 м от изучаемого объекта. При этом поле зрения в плоскости объекта составляло 60×12 мм. Применялась стандартная методика проведения таких измерений: последовательно определялись относительные яркости эталона — объекта — эталона. В качестве эталона использовалась панель из сернокислого бария, отражательные свойства которой отградуированы с погрешностью 4 % при доверительной вероятности 0,95. Для самотестирования показаний спектрометра брали еще и второй эталон на основе оксида алюминия.

При спектрометрировании контролировалась интенсивность прямой солнечной радиации с помощью люксметра. Цикл измерений эталон — объект — эталон составлял 5—10 с. Образцы, на которых проводились

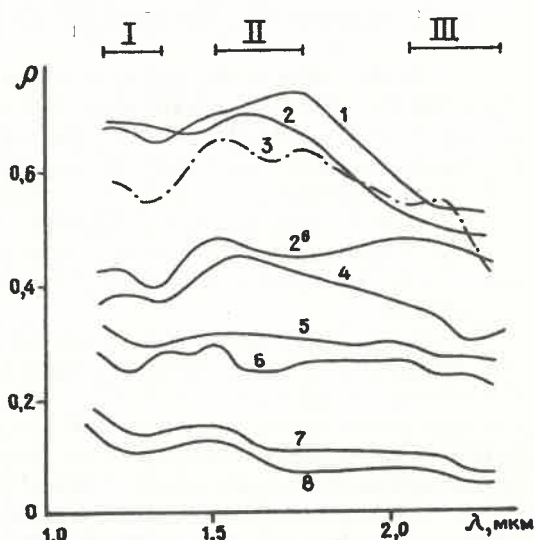


Рис. 1. Кривые спектральной яркости горных пород различных массивов:

I, II, III — съемочные каналы аппаратуры «Ландсат»; 1, 2, 3 — амазонитовые граниты (2a — выветрелые); 4, 5, 6 — лейкократовые биотитовые граниты; 7, 8 — алевролиты

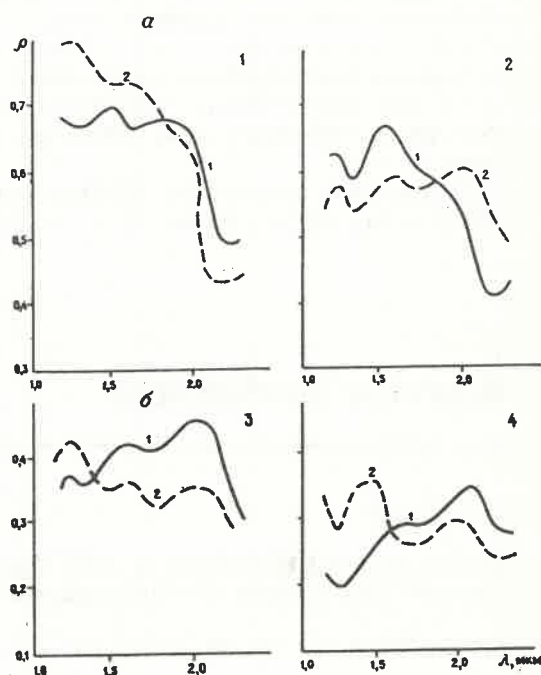


Рис. 2. Спектральные яркости горных пород с пересекающимися кривыми КСЯ, высоким (а) и низким (б) уровнями отражения

Пары пород с пересекающимися КСЯ

Пары пород и их номера, соответствующие рис. 2		Макроскопическое описание образцов	Спектральные зоны съемки, обеспечивающие накопление контрастов, мкм
1	Амазонитовый гранит без примеси альбита	Ярко-зеленые породы крупнозернистой структуры, сложены амазонитом, кварцем 35 %, светлыми слюдами 25 %	1,5—1,8
	с примесью альбита	Крупнокристаллическая кварц-амазонитовая жила с примесью альбита 30 %, кварца 30 %, слюды 10 %	2,0—2,4
2	Амазонитовый гранит массива Этыка	Пегматоидная порода, состоящая из примерно равного количества амазонитов и кварца	1,5—1,8
	Ачиканского	Амазонитовый гранит	2,0—2,4
3	Мрамор	Белый мрамор	1,15—1,32
	Кварц	Кварц белый с розовым оттенком, содержащий гематит	2,0—2,4
4	Диорит с включениями турмалина	Порода гнейсовидного облика из класса диоритов, содержащая ярко выраженные кристаллы турмалина и не содержащая их	1,15—1,32
	без турмалина		1,5—1,8

исследования были представлены глыбами горных пород различных размеров и конфигураций от 100 до 15 см. В отдельных случаях измерялись образцы в виде гальки либо песка.

По результатам обработки данных спектрометрирования построены кривые коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) с погрешностью не более 6 %. Возможность разделения различных видов пород по яркостным и частотным признакам хорошо иллюстрирует рис. 1. Полученные данные показали, что в условиях хорошей обнаженности пород основные геологические образования исследуемого района по абсолютным значениям яркости могут быть разделены на: амазонитовые граниты, лейкократовые биотитовые граниты, вмещающие метаморфизованные аргиллиты и алевролиты. Определена спектральная зона наиболее четкого разделения указанных геологических образований 1,5—1,8 мкм, соответствующая одному из каналов системы «Ландсат» (см. рис. 1). Спектральные исследования, проведенные на участках с выветрелыми породами позволили выявить диапазон, где влияние выветрелости сказывается в наименьшей степени (2,0—2,4 мкм). В остальной области спектра 1,2—2,0 мкм выветрелость пород приводит к существенному снижению яркости, что особенно проявляется для высокоотражающих пород с уровнем отражения более 0,5 (см. рис. 1).

В условиях хорошей обнаженности выявлен и ряд парных сочетаний горных пород, спектры которых в исследуемой области (1,2—1,4 мкм) имеют пересекающиеся участки кривых КСЯ, сопровождающиеся разнознаковыми величинами КСЯ (рис. 2). Сюда относятся: граниты различных массивов; трудно различимые в видимой области спектра кварц и мрамор (таблица); диориты,

содержащие и не содержащие включения турмалина.

Указанные парные сочетания горных пород могут быть разделены и выделены из окружающего их фона, составленного из остальных пород с непересекающимися участками кривых КСЯ, благодаря делению двух изображений этих пород, полученных в двух спектральных зонах по обе стороны от точки пересечения кривых КСЯ.

В таблице представлены пары пород, имеющих пересекающиеся КСЯ, и указаны спектральные зоны, рекомендуемые для съемки и последующих преобразований спектрозональных снимков, обеспечивающих диагностирование геологических пород.

Обосновать эффективность преобразования делением позволяет установленный закон накопления контрастности [4]: если два объекта I и II в двух спектральных зонах 1 и 2 имеют КСЯ соответственно: ρ_{11} , ρ_{12} и ρ_{21} , ρ_{22} и контрасты

$$K_1 = \left| \frac{\rho_{11} - \rho_{12}}{\rho_{11} + \rho_{12}} \right|$$

и

$$K_2 = \left| \frac{\rho_{21} - \rho_{22}}{\rho_{21} + \rho_{22}} \right|,$$

то в результате деления ρ_{11} / ρ_{12} и ρ_{21} / ρ_{22} получаем выражение для K — контраста преобразованных яркостей следующего вида:

$$K = \frac{K_1 + K_2}{1 + K_1 K_2},$$

если

$$\frac{\rho_{11}}{\rho_{111}} \geq 1 \quad \text{и} \quad \frac{\rho_{12}}{\rho_{112}} < 1; \quad (a)$$

$$K = \left| \frac{K_1 - K_2}{1 - K_1 K_2} \right|,$$

если

$$\frac{\rho_{11}}{\rho_{111}} > 1 \quad \text{и} \quad \frac{\rho_{12}}{\rho_{112}} > 1. \quad (б)$$

Отметим положительное свойство преобразования контраста K (случай a), заключающееся в том, что для малых величин K_1 и K_2 контраст K приближается к их сумме, т.е. максимальный эффект накопления контраста существует там, где он более всего необходим.

Использование преобразования ρ_{11} / ρ_{12} и ρ_{111} / ρ_{112} позволяет повысить контраст изображений двух объектов, полученных в двух зонах спектра, если эти объекты имеют пересекающиеся участки кривых КСЯ (случай a) и подавить контрасты изображений других объектов параллельными участками кривых КСЯ в пределах этих же зон (случай $б$).

Эффект повышения контраста был отмечен при реализации описанного алгоритма в процессе обработки спектрозональных фотополученных, полученных камерами «Матра» и МКФ-6 [3]. В данном случае по результатам полевых экспериментов применительно к конкретным породам могут быть рекомендованы соответствующие каналы дистанционной съемки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вохминцев А.Я.* Отражательная лабораторная спектрометрия и дистанционные геологические исследования // Сов. геология. 1989. № 4. С. 94—102.
2. *Кронберг П.* Дистанционное изучение Земли. — М.: Мир, 1988.
3. *Некоторые данные о геологической информативности и методах обработки материалов многоспектральной аэросъемки, полученные системой «Матра» / Н.А. Яковлев, Л.М. Герасимов, В.В. Исаев и др. // Аэрокосмические съемки при изучении глубинного строения регионов СССР. — Л.: 1990. С. 111—118.*
4. *Слуцкая С.Г.* Метод накопления контрастов изображений / Аэрокосмические методы исследования сельскохозяйственных угодий. Л.: Гидрометеоздат, 1986. С. 53—60.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

УДК 553.004.82

© О.И. Бент, 1993

Вторичные минеральные ресурсы Украины как объект геологического маркетинга

О.И. БЕНТ («Геопрогноз» Украина)

На территории Украины разрабатывается свыше 4500 месторождений твердых полезных ископаемых, действует около 2000 предприятий по добыче, обогащению и переработке различного минерального сырья. В процессе производственной деятельности предприятий горнорудной, химической, металлургической, пищевой, электронной, приборо- и машиностроительной, радио- и электротехнической, металлообрабатывающей отраслей промышленности, строительной индустрии, теплоэнергетики и др. образуются разнообразные и нередко многотонные промышленные отходы.

Среди них — золошлаки, металлургические шлаки, породы скальной и мягкой вскрыши, вмещающие породы, отходы угледобычи и углеобогащения, хвосты сухой и мокрой магнитной и немагнитной сепарации, каменные отсе́вы, карбонатная пыль, фосфогипс, дефека́т сахарных заводов, гальванические и другие шламы, песчаные и глинистые отходы обогащения каолина, графита и других нерудных материалов, отхо-

ды добычи и производства строительных материалов и конструкций и пр. [1, 5].

Изучение промышленных отходов в качестве потенциального техногенного сырья проводится уже более 25 лет организациями ряда министерств и ведомств, в результате чего получены определенные данные, позволяющие рассматривать отходы многих производственных процессов как вторичные источники рудных, неметаллических, строительных, энергетических минеральных ресурсов. Согласно этим исследованиям, обеспечение комплексного освоения природных минеральных ресурсов должно быть заложено еще на стадии геологоразведочных работ, как составная часть комплексного изучения месторождений полезных ископаемых. При этом необходимо предусмотреть опробование и лабораторно-технологические исследования, позволяющие оценить в недрах ожидаемые объемы и возможное качество отходов, которые образуются при добыче, обогащении и переработке минерального сырья. Одновременно с выполнением геоло-

гораздочных работ целесообразно осуществлять широкий комплекс научно-исследовательских работ, на основании которых могут быть разработаны рекомендации по использованию (или утилизации) твердых и жидких промышленных отходов с учетом ожидаемых объемов их получения.

В условиях суверенитета и перехода к рыночному экономическим отношениям Украина, как и другие бывшие советские республики, поставлена перед настоятельной необходимостью рационального и эффективного пользования недрами, поскольку, с одной стороны, некоторые полезные ископаемые придется ввозить из других государств по договорным или мировым ценам, а с другой, при умелой эксплуатации недр можно продлить срок службы большого числа разнообразных промышленных предприятий.

Одним из главных факторов рационального природопользования является утилизация промышленных отходов. При этом улучшаются технико-экономические показатели производства, экономятся средства, достигается определенный социально-экономический эффект за счет сокращения площадей нарушенных земель, уменьшения объемов отходов и отходов, улучшения экологической обстановки в районах добычи и переработки полезных ископаемых [2].

На Украине из промышленных отходов уже давно производятся многие строительные материалы, такие, как щебень, глиняный и силикатный кирпич, керамзит, стеновые блоки, цемент, а также керамические изделия, минеральные удобрения и т.д. Значительная часть отходов направляется для обратной засыпки отработанных карьерных и подземных пространств. В последние годы усилилась тенденция к разработке и внедрению технологий, позволяющих перерабатывать гальванические отходы и промышленные стоки не только для строительных целей, но и для извлечения металлов. Однако, несмотря на очевидные преимущества комплексного использования минеральных ресурсов и промышленных отходов, оно остается неудовлетворительным: из огромного объема ежегодно извлекаемой из недр горной массы лишь около 12 % ее расходуется на производство готовой продукции. Остальное количество промышленных отходов добычи, обогащения и переработки полезных ископаемых утилизируется в очень небольшой степени. Так, лишь 7—8 % вскрышных пород и до 10 % отходов обогащения перерабатываются на строительные материалы. В результате в отвалах горнодобывающих, горнообогащающих и перерабатывающих предприятий накоплены десятки миллиар-

дов тонн различных промышленных отходов, занимающих тысячи гектаров земли.

Опыт развитых стран показывает, что можно поднять уровень использования отходов до 60—65 %, следовательно, Украина располагает значительным потенциалом для увеличения объемов их утилизации в промышленности, сельском хозяйстве, транспорте.

Многие места складирования отходов добычи, обогащения и переработки минерального сырья по сути являются техногенными месторождениями полезных ископаемых с колоссальными запасами от десятков тысяч до сотен миллионов тонн [3]. Особенно ценны отходы обогащения и переработки минерального сырья характеризующиеся стабильным качеством и технологическими свойствами, а также доступностью и сравнительной дешевизной вторичной переработки.

Рассмотрим, например, отходы каолинового, редкометалльного и глиноземного производств.

В мелкозернистых песчаных отходах Турбовского каолинового завода геологами Госгеолпредприятия «Геопрогноз» Госкомгеологии Украины установлено присутствие монацита в количестве 0,9—1,6 %, граната-альмандин — 13,8—23,6 %, циркона — 0,1—0,2 %. Кроме того, в этих отходах находится до 15—25 % тонкого каолинового вещества. Технология извлечения монацита и граната разработана, а отмучивание песков от каолина не представляет особых трудностей.

В результате дополнительной переработки рассматриваемых отходов возможно получение четырех видов новых материалов: абразивного граната, редкоземельных концентратов, тонкопелитового каолина и мелкозернистого кварцевого песка.

Расчеты специалистов Московского НИИ химических технологий показывают высокую экономическую эффективность извлечения из песчаных отходов каолинового производства всех новых материалов. Сходное положение наблюдается и на других каолиновых предприятиях (Глуховецкий, Просняновский комбинаты).

На Вольногорском горно-металлургическом комбинате отходами редкометалльного производства являются разноразмерные кварцевые пески. В связи с тем, что пески содержат повышенное количество редкоземельных элементов, то их направляют в хвостохранилища. Ежегодное пополнение хвостохранилищ 4 млн т, площадь их 400 га. В настоящее время накоплено 120 млн т песчаных отходов. До сего времени неразработана приемлемая технология извлечения

из песчаных отходов редкоземельных компонентов.

На Николаевском глиноземном заводе в красных шлаках, образующихся в процессе основного производства, наблюдается высокая концентрация скандия, галлия и других металлов-спутников алюминия. Добыча ценных компонентов из отходов пока не налажена, хотя соответствующие исследования и выполняются.

Промышленные стоки большинства предприятий Украины содержат высокие концентрации цветных, редких, редкоземельных, реже благородных металлов. Сбор и хранение таких отходов, их обезвреживание и первичная переработка не налажены практически ни на одном предприятии, не говоря уж об их использовании. Однако полезная утилизация рассматриваемых отходов возможна и целесообразна. Более того, здесь скрыта перспектива широкомасштабной переработки гальванических отходов на чистые металлы, тормозом которой является отсутствие конкретных технологических схем, недостаточная геохимическая и металлогеническая изученность промтоходов, а также слабая их маркетингологическая оценка [4].

В свете сказанного четко вырисовываются особенности маркетинга вторичных минеральных ресурсов Украины: 1) учитывая финансовые затруднения молодой суверенной страны, каковой является Украина, а также недостаточную технологическую обеспеченность ее горнодобывающей промышленности, необходимо организовать зарубежное инвестирование работ по переработке вторичных минеральных ресурсов на полезные компоненты; 2) инвестирование не обязательно должно идти от капиталистических партнеров, но и от ближнего зарубежья; 3) разработка техногенных месторождений и получение промышленного продукта из вторичных минеральных ресурсов должны выполняться совместно инвесторами и Украиной, а полученное сырье распределяться пропорционально между партнерами. Часть этого сырья может быть использована в качестве бартерной оплаты инвестиций; 4) геологами и другими специалистами Украины накоплен определенный опыт изучения промышленных отходов, вследствие чего они могли бы выполнять работы по оценке вторичных минеральных ресурсов в странах ближнего и дальнего зарубежья; 5) в настоящее время на Украине создается автоматизированный банк данных по промышленным отходам, который мог бы войти в европейский банк данных по вторичным минеральным ресурсам в качестве составной части. Это позволило значительно систематизировать материалы по от-

ходам и облегчить комплексное использование вторичных минеральных ресурсов на всей территории континента и в прилегающих регионах Азии.

Геомаркетинговые работы в создавшихся политических и экономических условиях целесообразно проводить, не замыкаясь в государственных границах, а широко используя опыт, знания и профессионализм специалистов геологической службы всех стран ближнего зарубежья. Общность структуры геологического образования, знание русского языка как языка международного общения, налаженные годами геологические связи между отдельными странами - республиками и их регионами, совместные исследования в области геологии, металлогении, минерагении и других аспектов изучения земных недр, - все это предопределяет необходимость тесных контактов при геологических исследованиях и геологической разведке. Учитывая реалии сегодняшнего дня, продолжение совместных работ следует рассматривать как разновидность геологического маркетинга в области знаний и исследований. Особенно актуальными в этом плане являются комплексные геологические работы по изучению вторичных минеральных ресурсов, в связи с чем предлагается выполнить общими усилиями:

геологоразведочные работы на отвалах с целью, с одной стороны, определения количества и качества запасов вторичных минеральных ресурсов на конкретных объектах, а с другой, для установления стадийности геологической разведки промышленных отходов;

геофизические работы по целенаправленному и углубленному изучению распределения промышленных отходов на земной поверхности, в шламо- и илонакопителях, хвостохранилищах, отстойниках; геохимические исследования промышленных отходов с целью определения металлогенической специализации последних;

составление геолого-технологических карт типичных представителей техногенных месторождений с целью более эффективной разработки природных и вторичных минеральных ресурсов;

маркетингологические исследования с целью установления конкурентоспособности вторичных минеральных ресурсов и разработки предложений по их транспорту, экспорту и импорту;

радиогеоэкологические и технолого-экологические исследования с целью изучения токсичности, радиоактивности, канцерогенности промышленных отходов, определения условий их захоронения и использования;

разработку и ведение автоматизированной базы данных по отходам и создание госкадастра вторичных минеральных ресурсов;
 компьютерный учет попутных вод месторождений и сточных вод предприятий;
 работы по геолого-экологическому районированию территорий по особенностям промышленных отходов и направлениям их использования;
 обязательное геолого-промышленное изучение отходов как вторичных минеральных ресурсов в процессе крупномасштабных геологосъемочных работ;
 проведение мониторинга техногенных месторождений с целью их сохранения и создания благоприятных условий для разработки;
 эксплуатацию наиболее перспективных техногенных месторождений.
 Взаиморасчеты между странами — геоло-

гическими партнерами могут производиться путем клиринговых, бартерных и других операций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бент О.И. Комплексный геолого-экономический анализ вторичных минеральных ресурсов // Геологический журнал. 1990. № 6. С. 89—97.
2. Бент О.И. Рациональное использование недр в СССР // Реферативный и научно-технический сборник ВНИИЭСМ. Сер. 7 «Промышленность нерудных материалов». Вып. 3. — М.: 1989. С. 4—7.
3. Бент О.И. Техногенные ресурсы Украины // Докл. АН Украины. 1992. № 9. С. 85—88.
4. Бент О.И. Экономика и маркетинг вторичных минеральных ресурсов // Экономика Украины. 1992. № 12. С. 88—89.
5. Мищенко В.С. Минерально-сырьевой комплекс Украины. — Киев: Наукова думка. 1987.

Принята редколлегией 28 июня 1993 г.

Рецензии

УДК [553.3.078 + 553.3.041] (049.032)

© А.Н. Еремеев, А.Е. Лисицын, 1993

Актуальная книга для геологов

А.Н. ЕРЕМЕЕВ, А.Е. ЛИСИЦЫН (ВИМС)

В 1991 г. опубликована книга «Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях» (СПб, ВСЕГЕИ, 1991). Составители И.А. Неженский, И.Г. Павлова, К.А. Марков, К.Б. Ильин, Ю.Г. Старицкий, под редакцией А.И. Кривцова, В.М. Терентьева. Книга-справочник содержит около 1500 терминов и понятий на уровне современного состояния геологической науки и практики прогнозно-металлогенических построений. В основу работы положены обзоры, словари, определители, справочники, монографии и сборники, посвященные металлогеническим исследованиям как в России, так и за рубежом, издававшихся с 60-х годов и до последних лет.

Сбор, анализ и систематика терминов и понятий, применяемых при прогнозно-металлогенических исследованиях, выполнен по нескольким основным направлениям:

общие вопросы металлогении — металлогения основных типов структур земной коры с позиций как геосинклинальной, так и тектоники литосферных плит, металлогения различных периодов развития

структур земной коры, разных геологических комплексов;
 научные основы металлогенических исследований — теории, гипотезы, концепции, принципы металлогенического анализа, методология и методы металлогенических исследований;
 пространственные категории металлогении — металлогеническое районирование территорий, металлогенические пояса и провинции, структурно-металлогенические зоны и рудные пояса, районы, узлы, поля;
 геотектонические и тектонические эквиваленты металлогенических единиц — типы тектонических структур и геологических обстановок с позиций концепций как геосинклинальной, так и тектоники литосферных плит, разрывные нарушения;
 временные категории металлогении;
 вещественные категории геологических объектов — элементы, минералы, горные породы;
 рудные и рудоносные формации;
 месторождения полезных ископаемых;

зональность и генезис оруденения, процессы рудообразования, условия рудоотложения; закономерности размещения оруденения, рудоконтролирующие факторы и критерии выделения перспективных площадей, поисковые признаки; металлогенические и прогнозные карты; моделирование металлогенических объектов разных рангов; прогнозирование и оценка ресурсов минерального сырья — параметры оруденения, методы прогнозирования и оценки ресурсов, прогнозно-поисковые комплексы.

Термины и понятия дают представление об анализе и систематизации некоторых вопросов смежных областей геологии — петрологии, геохимии, геофизики, геодинамики и др. Во многих случаях составители приводят альтернативные точки зрения на наиболее важные и сложные понятия, например, такие как рудные формации, металлогения, минерогения и т.п.

Для удобства пользования термины в книге расположены в алфавитном порядке и имеется алфавитный указатель.

Составители данной работы подчеркивают, что они старались сохранить смысловое содержание наиболее широко распространенных терминов, приведенных в Геологическом словаре (1973, 1978) и других справочных изданиях. Однако им далеко не во всех случаях сопутствовала удача. Возможно, это произошло и потому, что Геологический словарь изобилует неточностями и неудачными определениями. Замечания возникают по трактовкам понятий и терминов, относящимся практически ко всем указанным выше направлениям. По одним из них желательны уточнения, по другим — дополнения, по третьим нужна замена приведенных определений, а ряд терминов и понятий, которые употребляются в прогнозно-металлогенических исследованиях, к сожалению, отсутствует в книге.

По каждому направлению полезные замечания могут дать специалисты, работающие в соответствующих областях геологии, что весьма полезно учесть при подготовке на базе данного справочника Металлогенического словаря. Приведем лишь некоторые примеры.

Так, понятие рудный район (потенциально рудоносный), следует расширить, подчеркнув, что это часть металлогенической зоны или области высокой проницаемости и с повышенным уровнем рудоносности, которая может включать рудные узлы, поля, месторождения и рудопроявления, связанные с определенными геологическими формациями и контролируемые едиными текто-

ническими позициями. Указание на то, что рудные районы обычно выделяются с учетом географического положения и экономического значения территории, не соответствует геологическому содержанию термина и его лучше убрать, так как рудные районы можно выделять не связывая их с географией и экономикой. В данном случае речь идет о совершенно разных и независимых категориях, характеризующих рудный район.

В понятие геолого-промышленного типа месторождений во избежание путаницы лучше не включать словосочетание «рудно-формационный тип месторождений», заменив его «группой месторождений».

Следовало бы дать более строгое определение металлогенической специализации магм. В представленном виде оно выглядит упрощенно и практически не отличается от геохимической специализации. Необходимо подчеркнуть, что в отличие от геохимической под металлогенической специализацией понимают рудогенерирующую способность магм к формированию оруденения.

Понятие фации глубинности явно нуждается в дополнениях, раскрывающих этот важный фактор для прогнозно-металлогенических целей. Нужно кратко охарактеризовать абиссальную, мезоабиссальную и гипабиссальную фации, а также перечислить в определенной последовательности минеральные фации глубинности по Д.С. Коржинскому.

Парагенезис или парагенная минеральная ассоциация — это не просто совместное нахождение минералов, обусловленное общностью их происхождения. Такое определение не отвечает современному знанию данного довольно сложного понятия, под которым надо понимать совокупность совместно образованных минералов в равновесных физико-химических условиях.

Ряд понятий о скарнах настолько неудачен, а подчас и неверен, что их необходимо заменить. Приемлемым можно считать определение, данное скарну, но и его необходимо дополнить, сказав, что скарны делят на две основные группы — известковые, сложенные главным образом гранатом, пироксеном, волластонитом, везувианом, и магнезиальные, представленные форстеритом, шпинелью, фассаитом, минералами гумитовой группы. Понятия об экзо- и эндо-скарнах в том виде, как это сделано в книге, принять невозможно. Так, представление о них, воспроизведенное, из Геологического словаря, можно рассматривать лишь как недоразумение, так как в словаре имеются и совершенно правильные трактовки этих терминов. В связи с этим хочется напомнить, что скарны полнее и лучше изучены

школой Д.С. Коржинского. Именно на скарнах в течение нескольких десятилетий этой школой разрабатывалась теория эндогенного минералообразования. Поэтому терминология многих других исследователей скарнов, отличающаяся от давно признанной, широко употребляемой и четко упорядоченной терминологии данной школы, выглядит в настоящее время анахронизмом и по сути призывает геологов вернуться к хаосу в этих понятиях. Отметим, что в соответствии с многочисленными монографиями, диссертациями и статьями Д.С. Коржинского, В.А. Жарикова, А.А. Маракушева, Л.И. Шабина, Н.Н. Перцева, а также учеников и последователей этой школы, посвященными геологии и петрологии скарнов и скарновых месторождений, следует придерживаться того, что экзоскарны — метасоматиты, образованные по карбонатным породам, а эндоскарны — метасоматиты, образованные по алюмосиликатным породам (интрузивным, эффузивным, песчано-сланцевым и т.д.). В равной мере это относится как к известковым, так и магнезиальным скарнам. Синонимы — апокарбонатный скарн (экзоскарн), апоалюмосиликатный скарн (эндоскарн).

Кроме того, в справочник следует ввести термин «скарноид» — порода, образованная за счет исходных пород известково-силикатного состава. От скарнов скарноид отличается полиминеральностью и отсутствием закономерной метасоматической зональности. Скарноиды формируются в экзоконтактах интрузивных массивов обычно по слоистым силикатно-карбонатным породам. Многие принимают скарноиды за скарны, дискредитируя тем самым не только термин «скарн», но и всю теорию скарнообразования, так как, по существу, скарноид в понятии Д.С. Коржинского — порода смешанного генезиса — метаморфогенно-метасоматического или проща — скарнированных роговик.

Нельзя согласиться с определением карбонатитов только как метасоматических образований. Даже в Геологическом словаре приведены четыре альтернативные понятия о генезисе таких пород: магматическое, метасоматическое, полигенное (магматическое и метасоматическое), а также «мобилизованное» — как результат переработки магмой осадочных (карбонатных) пород. К этому следует добавить, что многочисленная зарубежная и отечественная литература по карбонатитам убедительно свидетельствует о том, что в природе распространены главным образом карбонатиты магматического происхождения, в меньшей степени — метасоматического, нередко отмечается их полигенность.

В книге дан спектр определений разного

рода минералов — эндогенных, гипергенных, ксеногенных и др., но отсутствует понятие о самом минерале. Правда, оно неоднозначно, но тем не менее вполне оправданно под минералом понимать природное химическое соединение, обладающее кристаллической структурой.

Непонятно, почему представление о минералах-индикаторах условий образования отнесено только к минералам осадочных пород. В равной мере его можно отнести ко всем горным породам и рудам. То же касается и термина «сингенетические минералы», который необходимо распространить на все горные породы и руды, а не только на осадочные породы, как это сделано в книге.

В перечне типов месторождений составители забыли указать (и дать определение) месторождения «альпийского типа».

Термин «металлоносность» следует дополнить (или выделить отдельно) понятием «удельной металлоносности» (рудоносности, продуктивности) геологических формаций, используемой при оценке прогнозных ресурсов.

Очень скупое сказано о том, что такое минеральное сырье. Это понятие надо раскрыть, дав современную его промышленно-технологическую группировку:

рудное сырье, используемое для получения металлов и сопутствующих компонентов;

горно-химическое (химическое и агрохимическое) сырье, используемое для получения химических продуктов, в том числе удобрений и инсектофунгицидов (фосфатное, серное, борное, калийное, магниевое и другие виды сырья);

горнотехническое (индустриальное) сырье, используемое для получения изделий в результате технологической переработки сырья или для применения в технологических процессах (асбест, слюда, магнезит, силлиманит, наждак и др.); строительное сырье, применяемое для целей строительства и производства стройматериалов (известняк, доломит, мрамор, туф, изверженная порода, песок, глина, галечник, гравий, щебень и др.);

кристаллосырье, техническое и камнецветное сырье — минералы (кристаллы) и горные породы, используемые в естественном состоянии (пьезооптическое сырье, драгоценные и полудрагоценные, ювелирно-поделочные и декоративные камни).

Книгу следует дополнить такими понятиями как рудно-магматические комплексы, гидротермальные системы, гранитизация (магматическое замещение). В справочнике дано определение ТЭД и ТЭС, но о ТЭО

лишь упомянуто в тексте. По-видимому, и это понятие нуждается в отдельном раскрытии смыслового значения.

Как высказанные, так, возможно, и другие замечания специалистов, работающих в различных областях геологии, следует учесть при подготовке к изданию Металлогенического словаря. В частности, необходимо изложить стадийность геологоразведочных работ в соответствии с современными требованиями.

В целом рецензируемая книга обеспечивает необходимый уровень унификации терминологических основ прогнозно-металлогенических построений; она представляет несомненный интерес и полезна для геологов, занимающихся металлогенией, прогнозированием, поисками и оценкой месторождений твердых полезных ископаемых, и специалистов смежных геологических направлений.

Из редакционной почты

УДК 552 (094.4)

© Ю.С. Бискэ, В.А. Прозоровский, 1993

Что такое «Петрографический кодекс» *

Ю.С. БИСКЭ, В.А. ПРОЗОРОВСКИЙ (СПбГУ)

Книга под таким названием опубликована Межведомственным петрографическим комитетом. Основная цель публикации — «упорядочить, унифицировать ... петрографическую терминологию ... привести к единообразию основные приемы расчленения и корреляции магматических и метаморфических образований на основе единых принципов выделения региональных петрографических подразделений» (с. 8).

Знакомство с книгой убеждает читателя в том, что ее объем (12 печ. л.) и содержание выходят далеко за пределы того, что на языке юристов и других специалистов, имеющих дело со сводами правил и законов, может быть названо кодексом. Геологам более знакомы стратиграфические кодексы, в т.ч. вышедшее недавно второе пересмотренное издание Стратиграфического кодекса России (1992), а также заметно отличающийся от него по принципам построения Стратиграфический кодекс Северной Америки (1983).

Авторы Петрографического кодекса также стремились создать руководство директивного характера, обязательное «при выполнении всех видов геологических работ, и, в первую очередь, при составлении государственных геологических карт» территории страны (статья I.2). Однако, поставленная ими задача значительно шире: кажется,

она включает создание официального русского петрографического языка.

Действительно, стратиграфические кодексы не претендуют на установление точных количественных определений горных пород (супракрустального происхождения), тогда как в Петрографическом кодексе целая глава II содержит подобную регламентацию для кристаллических пород, «не подчиняющихся закону суперпозиции» (не совсем точно, поскольку интрузивные и метаморфические породы тоже могут иметь холодную кровлю, да и закон этот может применяться несколько шире). Далее, стратиграфические кодексы не имеют дела с абстракциями, не изображаемыми на картах, и по сути, чисто научными понятиями, как например формации (в отвлеченном смысле), латеральные и вертикальные ряды формаций и пр., а дают лишь классификацию реально обособляемых по тем или другим признакам геологических тел. Это разумно и вполне отвечает содержанию понятия «кодекс». Наоборот, статьи Петрографического кодекса III.4 — III.6, толкующие понятия формаций, ассоциаций магматических пород и другие подобного рода, выглядят как никакого не обязывающие рассуждения. Они и в самом деле лишены смысла, пока в ряду местных (региональных) подразделений не регламентированы единицы более крупные, чем комплекс. Необходимость в таких единицах, примерно аналогичных сериям или комплексам у стратиграфов, ощущается, и следовало бы дать им определенные названия.

* О книге «Петрографический кодекс (Временный свод правил и рекомендаций)» под ред. Н.П. Михайлова, 1992.

Главы III и IV в принципе составляют основное содержание собственно кодекса, т.е. характеристику регламентируемой системы единиц (в стратиграфии это были бы стратоны, здесь — «петроны»? или, если воспользоваться уже известным термином, — литодемы). В качестве основной единицы принимается магматический комплекс, внутри которого выделяются отдельные тела (массивы), далее фазы — по хронологическому принципу членения (в сущности, та же суперпозиция, т.е. наложение молодой фазы на древнюю) и фации — по принципу вещественных различий. Собственно, это и все. Плутонические, субвулканические, а также дайковые комплексы ничем формально не отличаются, а их существенная характеристика в повествовательной форме лишь перегружает текст. Вулканические и тем более осадочно-вулканические комплексы «вторгаются» на территорию, где «правит» Стратиграфический кодекс. Что же рисовать на картах: свиты и пачки вулканитов или комплексы, фазы и фации? В стенах одного учреждения — ВСЕГЕИ, в котором работают основные авторы кодексов, можно было бы уладить этот потенциальный конфликт между МСК и МПК. Глава IV, посвященная метаморфическим комплексам, отличается особенной необязательностью и вполне может быть сведена к статье IV.6, определяющей сущность метаморфических комплексов (впрочем, и здесь хотелось бы избежать сослагательного наклонения).

Также крайне неудачными нам представляются многие номенклатурные предложения авторов Кодекса. Во-первых, вряд ли стоит смешивать в одних и тех же категориях породные (например, комплекс) и временные (фаза) термины. Во-вторых, претендуя на специфику расчленения магматических и метаморфических образований, что вполне справедливо, не стоит, вероятно, использовать для них термины, уже задействованные в системе супракристалльных пород, тем более совсем другого ранга. Наверное, и термин «фация» в качестве единицы деления, подчиненной комплексу, вряд ли оправдан — слишком он широк и многозначен.

Глава V, регламентирующая правила установления и наименования петрографических подразделений, составлена с учетом опыта отечественных стратиграфических кодексов и местами дословно их повторяет. Однако и здесь много общих пожеланий, длиннот и логических неувязок (встречают-

ся излишние по существу и совершенно неудачные определения общих понятий — корреляция, классификация), вследствие чего, например, содержание статьи V.3, определяющей условия валидности подразделения, перекрывает две первые. Понятие петротипа, вводимое в этой главе, по смыслу аналогично таким терминам, как стратотип в литостратиграфии или голотип в биологической систематике. Авторы Кодекса, кажется, хотят определить петротип как образец выделяемого комплекса, но не видят другой его существенной роли — носителя названия данного подразделения или, иначе говоря, роли объекта, который при любых изменениях конкретного объема комплекса должен остаться в той его части, за которой это название закрепляется. Применение данного принципа, привычного для систематиков, позволило бы исключить довольно обширный раздел (§ 4), описывающий порядок таксономических изменений.

Рассмотрение главы V, как и других разделов, приводит нас к мысли, противоположной, высказанной в Кодексе (с. 6) о его необходимости. Специальный Петрографический кодекс, скорее всего, не нужен. Региональные петрографические подразделения обладают в основном теми же свойствами и нуждаются в том же обращении, что и единицы литостратиграфические; они могут быть так же, как стратиграфические свиты и серии, введены в региональные и общие (хроностратиграфические, геостратиграфические) подразделения и тем самым образовывать вместе с подразделениями супракристалльных пород единую структуру геологического пространства. Североамериканский вариант с выделением литодемических (= нестратифицированных) единиц в стратиграфическом кодексе кажется нам оптимальным. Возможно, что отечественные традиции требуют разграничивать эти области и рассматривать литодемы как предмет отдельной регламентации. Но в любом случае предпочтительнее отделить собственно кодекс (брошюру на нескольких страницах из 10—15 статей, возможно, с приложениями также директивного характера) от пособия по изучению магматических и метаморфических образований. Составление подобных пособий, несомненно, очень нужных и нуждающихся в периодическом обновлении, хорошо удавалось авторам Петрографического кодекса. Но кажется, что на этот раз они не вполне осознали новизну поставленной задачи.

Вулканогенно-осадочная формация верхнего девона Среднего Тимана

В.В. КОСТЫЛЕВА, И.М. СИМАНОВИЧ (Геологический институт РАН)

На Среднем Тимане на рифейском фундаменте с размывом залегают средне- и верхнедевонские терригенные и вулканогенно-терригенные отложения. На северо-западе в пределах Цилемского Камня среднедевонские породы представлены преимущественно аллювиальными и аллювиально-дельтовыми мономиктовыми кварцевыми песчаниками. Верхнедевонские образования, отнесенные к основанию нижнего франа, с разрывом залегают на среднедевонских, размытых на разную глубину, или верхнепротерозойских. В низах разреза верхнедевонские отложения частично сохраняют унаследованный со среднедевонского времени облик и остаются существенно кварцевыми, однако в них появляется примесь полевых шпатов, литокластов глинисто-алевритовых пород среднего девона и рифейского фундамента.

По-видимому, региональный размыв на рубеже среднего и позднего девона и появление новых источников сноса обусловлены крупной тектонической перестройкой, возможно, горстовым поднятием линейной структуры северо-западного простираения или сопредельных областей, поставляющих в бассейн осадконакопления слабовыветрелый материал.

Вверх по разрезу песчаные аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские отложения постепенно сменяются морской циклично построенной толщей, представленной породами различного гранулометрического состава. Нередко в последних отмечается существенная примесь разложившейся гиалокластики, что свидетельствует о синхронном вулканизме. Эта толща известна на Среднем Тимане как пашийско-кыновские слои. С пашийско-кыновским возрастным интервалом связаны локальные, но иногда очень мощные, более 200 м, толщи туфов, а также траппы Валсовского покрова площадью более 1600 км².

Большинство исследователей объединяют вулканогенный комплекс, противопоставляя его терригенному пашийско-кыновского структурного подъяруса. Так, В.Г. Гецен [1] выделяет терригенную и трапповую формации, при этом последняя рассматривается как туфо-базальтовая толща. Следовательно, предполагается, что туфы - эксплозивная фация того же вулканизма, который завершился массовыми излияниями трещинных толеитовых базальтов. Еще ранее П.Е. Оффман (1961) отмечал, что позднедевонский вулканизм на территории Тимана происходил локально и с ним связаны дайки, небольшие покровы, туфы и туффы. Однако между мощными толщами туфов и базальтами Валсовского покрова залегает терригенная морская толща мощностью около 22 м. Таким образом, туфовые эксплозии и излияния плато-базальтов существенно разделены во времени.

Сейчас при геологосъемочных и поисковых работах на Среднем Тимане применяется достаточно дробная стратиграфическая схема, составленная А.Е. Цаплиным на основе ритмостратиграфических построений (таблица).

Наиболее слабо в схеме обосновано выделение так называемой валсовской свиты, в которую в различных разрезах попадают покровные базальты, туфы или же циклично построенные терригенные толщи, в той или иной степени насыщенные вулканогенным материалом. Последние в составе вулканогенной валсовской свиты выделяются формально, исключительно по ритмостратиграфическим построениям.

Таким образом, вопрос о соотношении верхнедевонских вулканогенных пород и терригенных толщ Среднего Тимана окончательно еще не решен и, бесспорно, узловым моментом в исследовании является генезис туфов, рассмотренный нами в работе [4].

Сопоставление стратиграфических схем расчленения средне-верхнедевонских (досаргаевских) отложений северо-запада Среднего Тимана

А.Е. Цаплин, 1987		Предлагаемая схема	
Отдел	Свита	Ярус	Свита
Верхний девон	Усть-чиркинская	Франский	Усть-чиркинская
	Цилемская		Цилемская
	Валсовская		
	Лиственичная		
	Яранская		Яранско-лиственичная

На территории Среднего Тимана широко развиты верхнедевонские вулканокластические породы, содержащие, кроме пирокластики, значительное количество терригенного кварца и литокластов, т.е. «чуждых» обломков фундамента вулкана, в связи с чем они, вслед за Е.Ф. Малеевым [3], выделены нами в категорию ксенотуфов. Последние состоят из обломков хлоритизированных стекол, в которые часто включены обломочные зерна кварца. Ксенотуфы образовались в результате эксплозивной деятельности на дне мелководного моря. Предполагается фреатоматматический (гидроэксплозивный) характер извержений, что связано с взаимодействием не вышедших на земную поверхность масс базальтового расплава с сильно обводненными терригенными толщами среднего и низов верхнего девона.

Важно отметить, что при формировании вулканических аппаратов изменился рельеф дна, а это не могло не повлиять на распределение фаций постэксплозивных отложений. Не менее существенно влияние размыва эксплозивных толщ на минеральный состав терригенных образований, которые при эксплозивном вулканизме в той или иной мере (вплоть до туфзитов) обогащаются измененной гиалокластикой.

Ниже на примере конкретных разрезов рассмотрено соотношение вулканизма и терригенного осадконакопления.

В основании разреза вулканогенно-осадочных пород по р. Каменная Валса (рис. 1) отмечается толща средне- и грубозернистых ксенотуфов видимой мощностью 40 м без отчетливых признаков стратификации. Лишь в прикровельной части ксенотуфы становятся мелкозернистыми, горизонтально-слоистыми, плитчатыми. Венчают разрез туфовой толщи тонколистоватые битуминозные аргиллиты мощностью несколько сантиметров. Выше с постепенным переходом залегает пачка циклично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 22 м, в различной степени насыщенных перебитой гиалокластикой. В основании каждого циклита наблюдаются глубокие карманообразные размывы, к которым приурочены скопления углефицированных растительных остатков, часто довольно крупных, но плохой сохранности. Породы имеют разнообразную текстуру. Песчаникам свойственна крупная косая разнонаправленная, однонаправленная или мульдобразная слоистость, более тонкозернистым разностям — горизонтальная или косоволнистая. Циклический осадочный разрез перекрывается двумя потоками толеитов мощностью около 60 м.

В скважинах 147, 5140, 5145, 7-к (рис. 2) наиболее полно представлен разрез толщи

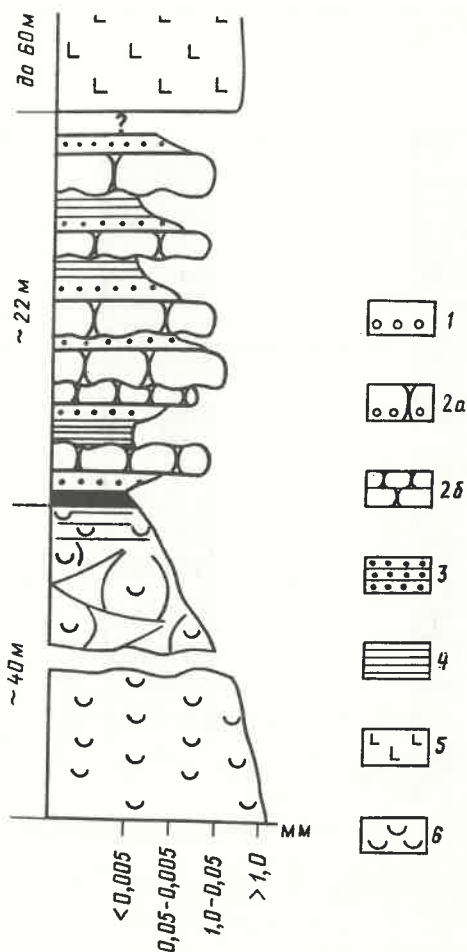


Рис. 1. Разрез и гранулометрический состав вулканогенно-осадочных пород по р. Каменная Валса:

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники (а — грубо-крупнозернистые, б — средне-мелкозернистые); 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — базальты; 6 — ксенотуфы

пашийско-кыновского облика, характерная черта которой цикличное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с типичными для мелководно-морских отложений текстурами. Песчаники, как правило, средне- и мелкозернистые, часто массивные или с косой пологоразнонаправленной и мульдобразной слоистостью. Реже в наиболее восточных разрезах (скв. 5145, 7-к) встречаются отдельные пачки мощностью до 15 м грубо-, крупнозернистых песчаников с крупной резко разнонаправленной косой слоистостью, сочетающейся с волнистыми и горизонтальными текстурами. Алевролитам и алевролитистым аргиллитам свойственна косоволнистая или мелкая штриховатая слоистость, для массивных аргиллитов характерны сидеритовые конкреции диаметром до 10 см.

Количественные соотношения различных гранулометрических типов отложений значительно варьируют в зависимости от поло-

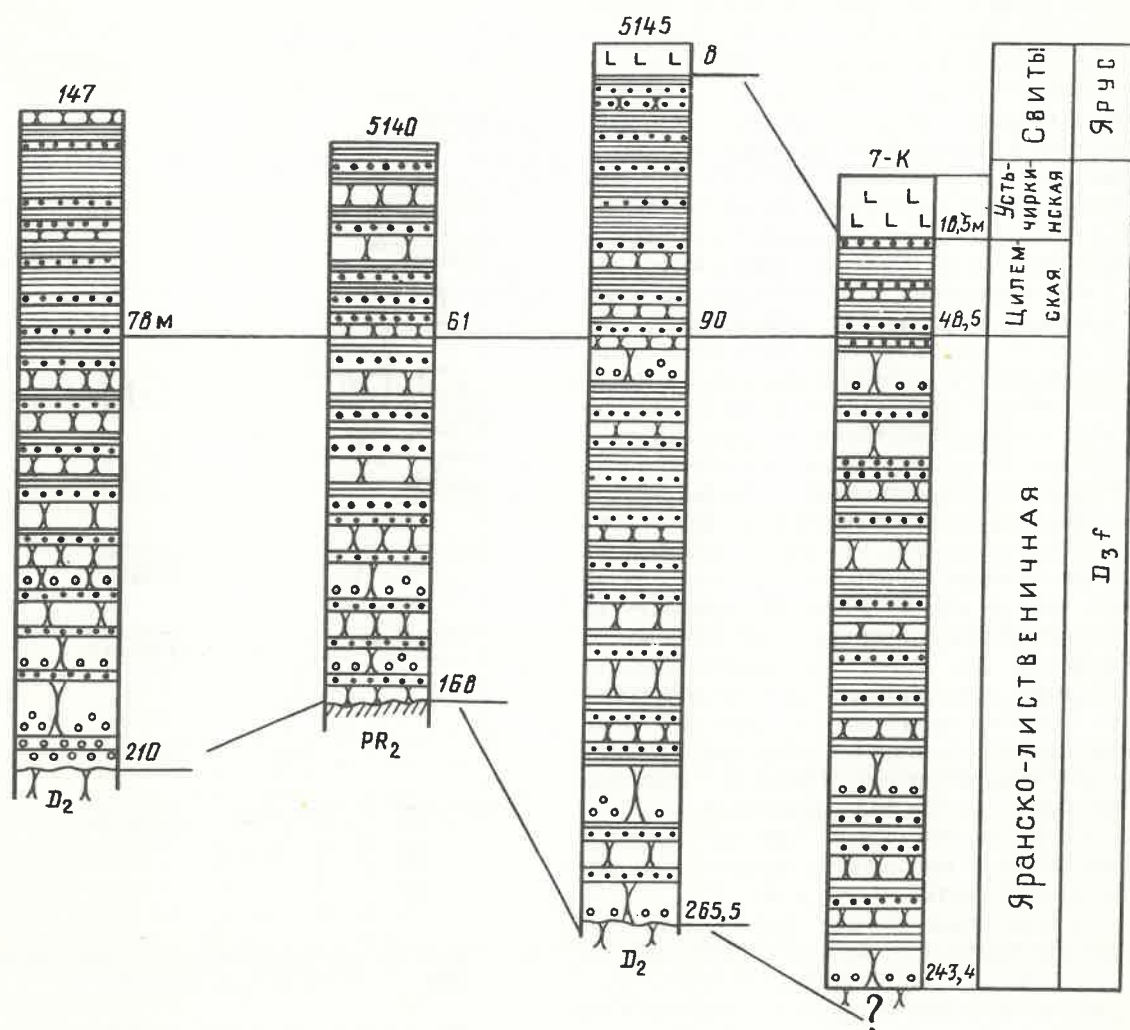


Рис. 2. Сопоставление разрезов нижефранских отложений по скважинам на северо-западе Среднего Тимана: усл. обозн. см. рис. 1

жения в разрезе. При этом наблюдается общее утонение материала по направлению к кровле.

Вверх по разрезу описываемые породы постепенно сменяются аллювиально-дельтовыми и прибрежно-морскими песчаниками, а на востоке (скв. 5145, 7-к) они перекрываются базальтами западных лопастей Валсовского покрова. Ксенотуфы в этих разрезах отсутствуют, но на рис. 2 в качестве реперного уровня показана первая «вспышка» появления вулканогенного материала, предположительно связанного с размывом ксенотуфов (воздушный перенос гиаокластиков, скорее всего, отсутствовал или был ограничен). В терригенной толще массовое появление вулканогенного материала не приурочено ни к определенным типам отложений, ни к основанию крупных циклитов.

Из анализа приведенных данных следует, что региональная перестройка на рубеже среднего и позднего девона еще не сопровождалась вулканизмом. В начале франского века некоторое время продолжали накапливаться «чистые» терригенные аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские существенно песчаные отложения, переходящие, по мере развития франской трансгрессии, в морские, представленные в разрезе циклично построенной глинисто-алеврит-песчаной толщей со сложными фациальными взаимоотношениями. Так, перед началом интенсивной эксплозивной деятельности территория Цилемского Камня представляла собой часть шельфового моря, где откладывались преимущественно глинисто-алевритовые и мелкопесчаные осадки. И лишь на востоке и северо-востоке в ряде скважин и обнажений прослеживается довольно узкая фа-

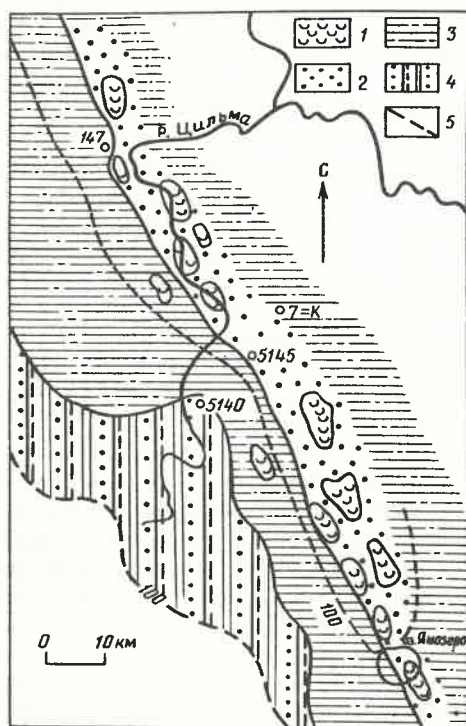


Рис 3. Распределение терригенных и взрывных отложений на начало циммерского времени:

1 — ксенотуфы; 2 — преимущественно песчаные отложения; 3 — аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников; 4 — алевролиты и средне-мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов; 5 — изопачиты, м

альная зона песчаных и грубопесчаных отложений (рис. 3).

По-видимому, их накопление обусловлено наличием внутришельфового барьера, возникшего в зоне наиболее активных тектонических движений блоков в предвзрывное время. Именно в пределах этой фациально-структурной зоны обнаружена большая часть ксенотуфных тел, что, вероятно, свидетельствует о приуроченности взрывов к системе разломов северо-западного простирания, совпадающей по направлению с основной осью сжатия.

Обилие мелких и крупных взрывных аппаратов в мелководном бассейне, а также активные тектонические движения блоков, которые сопровождали вулканическую деятельность, неизбежно должны были изменить рельеф дна и привести к еще более сложному распределению фаций. Как показали наблюдения в обнажениях и по ряду скважин, в пределах зоны развития взрывов над ксенотуфами, какой бы ни была их вскрытая мощность, накапливались глинисто-алеврит-песчаные отложения, сходные по структуре и сопоставимые по мощности с породами разреза по р. Каменная Валса. В

блилежащих разрезах, где ксенотуфы отсутствуют, на соответствующем им уровне (если отбивать его по появлению обильного вулканогенного материала) отмечаются мощные до 150 м глинистые или глинисто-алевритовые неясноциклические толщи (например, верхи разрезов скв. 147, 5145), выделяемые А.Е. Цаплиным в качестве самостоятельной стратиграфической единицы — циммерской свиты. Согласно представлениям Л.Б. Рухина (1959), при неровном рельефе шельфового дна на возвышенностях должны отлагаться относительно грубозернистые осадки, а между возвышенностями, в депрессиях, более тонкозернистые западинного типа. Именно этот процесс, по-видимому, и происходил после завершения взрывного вулканизма.

На основании имеющихся данных можно предположить, что на остальной территории в поствзрывное время накапливались отложения, отличающиеся от довулканогенных лишь наличием в различных количествах (8—50 %) перемытой гиалокластиков и многочисленных внутриформационных размывов. То есть, появление на определенном уровне разреза вулканического материала в принципе не сказывается на облике отложенной толщи.

Таким образом, выделение валсовской свиты как естественного стратиграфического подразделения не совсем оправдано. К ней можно было бы отнести ксенотуфы, образующие местами весьма мощные толщи, однако распределение их на площади локально. Этим толщам в синхронном осадочном разрезе могут соответствовать слои очень небольшой мощности, которые к тому же могут отсутствовать из-за многочисленных размывов. Кроме того, при исследовании скважин их легко пропустить. Тем не менее то обстоятельство, что начало массовых взрывов может иметь реперное значение, должно быть использовано при дальнейшей работе над стратиграфической схемой.

Здесь, однако, необходимо учитывать, что в изученных породах гиалокластика явно переотложена, как правило, окатана и по времени осаднения отстает от вспышки вулканизма. При этом взрывной вулканизм на различных участках территории мог проявляться не одновременно. Все это, безусловно, снижает «ценность» массового появления вулканогенного материала в осадочной толще как стратиграфического репера. Однако представляется, что данный репер гораздо надежнее, чем границы, отбиваемые с помощью ритмостратиграфических методов, поскольку знаменует собой начало крупнейшего события в истории региона в палеозое. Поэтому авторы склонны

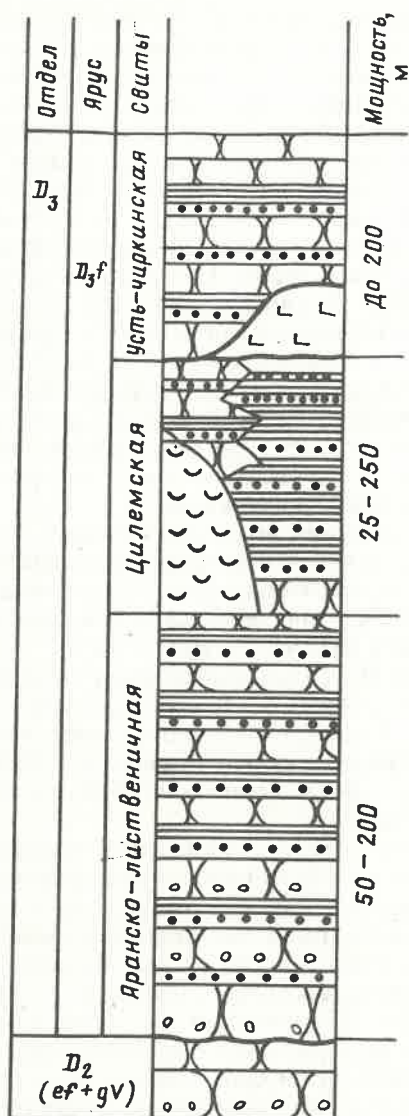


Рис. 4. Сводный разрез верхнедевонских пород Цилемского Камня (с учетом данных А.Е. Цаплина [6, 7]):

усл. обозн. см. рис. 1, 3

параллелизовать первую «вспышку» примеси вулканогенного материала в терригенных породах с геологически мгновенным формированием ксенотуфовых толщ. Что же касается базальтовых покровов, то они тем более не могут относиться к валсовской свите, т.к. разобщены с ксенотуфами (или с осадочными породами, в которых появляется туфогенный материал), по крайней мере, временем накопления постэксплозивных отложений.

На основании изложенного нами предложена несколько иная, событийная, схема посвитного расчленения нижнефранских отложений (см. таблицу). Она основана на выделении в разрезе таких реперных уровней, которые не зависят или мало зависят

от фациальной принадлежности отложений и отражают крупные геологические события, происходившие в позднедевонское время в пределах территории. Нами установлены два основных репера. Один из них — резкий переход от зрелого парагенеза терригенных минералов в породах к менее зрелому, вызванный появлением новых источников сноса вследствие перестройки структурного плана территории на рубеже среднего и позднего девона. Другой репер — появление в породах с определенного уровня разреза значительного количества вулканогенного материала, связанного с началом эксплозивного вулканизма и накоплением ксенотуфовых толщ.

Итак, целесообразно объединить яранскую и лиственничную свиты в одну стратиграфическую единицу, поскольку различные литологические типы слагающих ее терригенных пород в разрезе представляют единый трансгрессивный цикл осадконакопления.

Отложения яранско-лиственничной свиты вверх по разрезу постепенно сменяются вулканогенно-осадочными породами цилемской свиты, которые, по сути, являются естественным «продолжением» того же трансгрессивного цикла. Однако накопление их совпало с началом эксплозивного вулканизма, повлиявшего на процесс седиментации, распределение фаций и состав отложений свиты, что и определяет ее стратиграфическую самостоятельность.

Породы цилемской свиты с разрывом перекрываются отложениями усть-чиркинской свиты или же покровными базальтами, излияние которых, возможно, приурочено к геологическим событиям, вызвавшим разрыв пород цилемской свиты, сопровождавшийся, скорее всего, перерывом в осадконакоплении.

Сводная схема строения и предлагаемого событийного посвитного расчленения разреза верхнедевонских отложений северо-запада Среднего Тимана приведена на рис. 4.

В заключение можно сделать следующие выводы.

В геологической истории региона в нижнефранское время выделяется ряд этапов. Каждый этап ознаменовался событием, запечатленным в структуре разреза и оставившим «след» в составе слагающих его пород.

В начале позднедевонской эпохи произошла структурная перестройка территории, сопровождавшаяся перерывом в осадконакоплении, региональным разрывом на разную глубину подстилающих толщ и появлением новых источников сноса. После возобновления осадочных процессов на северо-западе Среднего Тимана в яранско-лиственничное время откладывались аллюви-

ально-дельтовые и прибрежно-морские преимущественно песчаные и песчано-гравийные отложения, переходящие вверх по разрезу в морскую циклично построенную глинисто-алеврит-песчаную толщу, накопление которой связано с наступлением с северо-востока франской трансгрессии.

Общий ход нормального морского осадконакопления был нарушен крупнейшим событием — началом вулканизма, обусловившим формирование ксенотуфовых толщ и особенности постэксплозивного седиментогенеза в цилемское время, когда в различных фациально-структурных зонах накапливались западинно-шельфовые глинистые или мелководно-морские алеврит-песчаные отложения.

Образование пород цилемской свиты было прервано новой активизацией тектоно-магматических процессов, приведших к излиянию покровных базальтов толеитового состава. Покровы по типу зональности сходны с базальтами Тунгусской синеклизы [5] и являются, скорее всего, континентальными, что свидетельствует о подъеме (по-видимому, дифференцированном) территории Цилемского Камня с последующим частичным размывом пород цилемской свиты. Трещинные излияния толеитов знаменуют кульминационный этап тектонического развития Среднетиманской рифтогенной структуры в палеозое.

После образования базальтовых покровов и, вероятно, перерыва в осадконакоплении в усть-чиркинское время на изучаемой территории существовал мелководный морской бассейн с терригенным типом осадконакопления [2]. В породах усть-чиркинской свиты также встречается перемытый туфогенный

материал. Однако он присутствует не во всех отложениях, хотя количество его иногда достигает 40—50 %. Появление гиаоластики на этом уровне разреза связано с размывом пород цилемской свиты или с проявлением синхронного вулканизма на территории или в сопредельных областях. Источник вулканогенного материала в данном случае не совсем ясен. Но даже если предположить, что в усть-чиркинское время имел место эксплозивный вулканизм, то спорадичность появления и в целом незначительное количество вулканогенного материала в отложениях свидетельствуют либо о затухании тектоно-магматических процессов, либо о смещении их за пределы территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гецен В.Г. Тектоника Тимана. — Л.: Наука, 1987.
2. Костылева В.В. Генетическая типизация отложений усть-чиркинской свиты (Средний Тиман) // Флиш и флишоидные комплексы в различных структурных зонах земной коры (формации и гео-минералы): Тез. докл. — М., 1990. С. 64—64 а.
3. Малеев Е.Ф. Вулканы. — М.: Недра, 1980.
4. Симанович И.М., Костылева В.В. Ксенотуфы в нижнефранских отложениях Среднего Тимана // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 3. С. 54—64.
5. Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Текстурные типы эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 362.
6. Симанович И.М., Цаплин А.Е. Типы обломочного кварца в терригенных отложениях девона Среднего Тимана // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М., 1989. С. 210—217.
7. Цаплин А.Е. Основные черты строения яранской и листовичной свит нижнего франа в северо-западной части Среднего Тимана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 15—20.

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

Памятные даты

© Х.А. Акбаров, В.П. Федорчук, С.А. Данильянц, 1992

Династия геологов-ученых Королевых

Х.А. АКБАРОВ (САИГИМС), В.П. ФЕДОРЧУК, С.А. ДАНИЛЬЯНЦ (ВИЭМС)

История геологической службы Российского государства насчитывает немногим более 100 лет. Тем не менее, за этот короткий период сформировался целый ряд геологических династий. Их родоначальниками были И.В. Мушкетов, В.А. Обручев, Д.В. Наливкин, чья практическая деятельность начиналась в слабо изученных районах Сред-

ней Азии, А.А. Твалчрелидзе — основатель Кавказского института минерального сырья и др.

Геологическая служба в республиках Средней Азии начала создаваться позднее, в середине 20-х — начале 30-х годов. Однако и здесь образовались свои геологические династии — Наследовых, Поярковых, Аб-

дуллаевых, Хамрабаевых, Тулягановых, Баймухамедовых, Мирходжаевых, Ушаковых, Баратовых, Суюновых и др. Главой одной из таких династий стал Алексей Васильевич Королев — глава среднеазиатской рудно-структурной школы.

А.В. Королев родился в 1897 г. в Рязани в трудовой семье. После окончания в 1917 г. Рязанской мужской гимназии он работал помощником машиниста на Рязано-Уральской железной дороге. Окончив в 1926 г. Московскую горную академию, Алексей Васильевич стал научным сотрудником Геологического комитета в Ленинграде, участвовал в разведке ряда месторождений Карамазарского рудного района в Средней Азии. В 1929 г. переехал в Ташкент и начал систематические исследования по установлению закономерностей размещения оруденения в разнотипных месторождениях Средней Азии. Здесь он руководил крупными разведочными и научно-исследовательскими работами в Алмалыкском и других горнорудных районах.

Одновременно Алексей Васильевич вел педагогическую деятельность, сначала в качестве ассистента САГУ, затем доцента и профессора геологоразведочного факультета Среднеазиатского политехнического института (ныне Ташкентский государственный технический университет). Здесь в 1934 г. им создана кафедра полезных ископаемых, бессменным руководителем которой он оставался до последних дней жизни. В 1935 г. ему была присуждена ученая степень кандидата, а в 1942 г. — доктора геолого-минералогических наук с утверждением в звании профессора. Тема его докторской диссертации — изучение структуры Алмалыкского рудного поля. При оценке перспектив последнего А.В. Королев использовал опыт ознакомления с медно-порфировыми месторождениями США, куда он был направлен в научную командировку вместе с М.П. Русаковым.

Педагогическую деятельность Алексей Васильевич старался максимально приблизить к запросам практики. Дипломные работы, подготовленные на его кафедре, представляли собой, как правило, полноценные проекты разведки конкретных месторождений Средней Азии, а прилагаемые к ним демонстрационные чертежи использовались затем на лекциях и практических занятиях.

А.В. Королев вместе с Н.В. Нечелюстовым, В.Э. Поярковым, А.В. Пуркиным, П.А. Шехтманом, Н.Д. Ушаковым, Н.И. Крыловым входил в состав официально неоформленного «мозгового центра» треста «Средазцветметразведка», задачами которого являлись всесторонняя апробация проектов геологоразведочных работ, экспертная геолого-

экономическая оценка (непосредственно на месте) новых проявлений полезных ископаемых и составление перспективных планов развития минерально-сырьевой базы горнорудной промышленности республик Средней Азии. Особенно результативной оказалась деятельность геологов-экспертов в годы Великой Отечественной войны, когда потребовалась мобилизация всех минерально-сырьевых ресурсов страны. Многие аспекты разработанной при участии профессора А.В. Королева методики экспертной геолого-экономической оценки рудных месторождений актуальны и сегодня.

Под руководством А.В. Королева была создана среднеазиатская школа геологов-структурщиков. Им впервые в СССР в 1934 г. подготовлен систематический курс лекций по структурной геологии. Позднее этот курс в полном объеме был издан в Ташкенте. На основе его исходных положений в начале Великой Отечественной войны А.В. Королевым совместно с П.А. Шехтманом разработана методика составления структурно-прогнозных карт рудных полей и месторождений. Ими предложены оригинальные приемы определения условий залегания и морфологии рудных тел в зависимости от формы рудолокализирующей поверхности. Первыми объектами, на примере которых удалось доказать высокую эффективность предложенных методов, были крутопадающие рудоносные зоны Табошарского уранового и Чорух-Дайронского вольфрамового месторождений в Карамазаре. Большое практическое значение имело положение о рудных индикаторах, сформулированное впервые А.В. Королевым в совместных с В.Э. Поярковым статьях, опубликованных в 1948 и 1953 годах.

Алексей Васильевич внес значительный вклад в теорию рудообразования, разработав гипотезу о связи его с развитием Земли. Будучи человеком широкого кругозора, геологом-мыслителем, рассматривающим рудообразование на фоне саморазвития Земли, он был и крупным практиком, долго и упорно развивающим прикладное направление в учении о рудных месторождениях.

А.В. Королев подготовил свыше 500 инженеров-геологов, 12 кандидатов и докторов геолого-минералогических наук. Он написал свыше 170 научных трудов, 68 из которых опубликованы в виде монографий и журнальных статей. За заслуги в области рудной геологии в 1959 г. он был избран членом-корреспондентом Академии наук Узбекистана.

В 1960 г. Алексей Васильевич Королев скончался.

Сын Алексея Васильевича — Валентин, родившийся в 1921 г., пошел по стопам отца,

хотя и не сразу. По окончании средней школы в Ташкенте он был призван в ряды Красной Армии, где и застала его Великая Отечественная война. Он был в числе последних защитников Севастополя, попал в плен, бежал, сражался в отряде крымских партизан, затем прошел фильтрационный лагерь в Сибири и снова отправился на фронт. В одном из боев ему удалось сбить из противотанкового ружья фашистский самолет, однако награда — орден Отечественной войны — нашла его только в конце 60-х годов.

Он окончил геологоразведочный факультет Ташкентского политехнического института, работал в геологоразведочных экспедициях в Таджикистане, стал доктором геолого-минералогических наук, профессором. Делом всей жизни Валентина Алексеевича Королева явился структурный анализ условий рудолокализации, основы которого заложены его отцом. Возглавив в Среднеазиатском научно-исследовательском институте геологии и минерального сырья (САИГИМС) отдел методики разведки, он в течение ряда лет занимался изучением рудных полей Средней Азии. При его участии и под его руководством составлено более 50 детальных структурно-прогнозных карт. Сделанные на их основе количественные прогнозы скрытого оруденения полностью подтвердились на практике. Этот опыт был подытожен в изданном в Ташкенте Атласе структур рудных полей и месторождений Средней Азии.

В.А. Королев — автор 160 работ, в т.ч. четырех монографий. Под его руководством ряд сотрудников САИГИМСа и геологов-производственников успешно защитили кандидатские диссертации. По его инициативе в институте создана лаборатория оптического моделирования структур.

Валентин Алексеевич Королев скончался в возрасте 58 лет. Все, кто с ним работал, помнят его как обаятельного, чуткого, отзывчивого, исключительно простого в общении человека, талантливого ученого.

Верной помощницей Алексея Васильевича Королева была его жена — Зинаида Александровна. На кафедре полезных ископаемых Среднеазиатского индустриального института, а затем в лаборатории треста «Средазцветметразведка» она возглавила группу по изучению рудного вещества тех месторождений, в изучении структуры которых участвовал Алексей Васильевич. В 1941 г. вышла в свет работа З.А. Королевой о парагенетических соотношениях минералов в рудных месторождениях Карамазара.

Она создала оригинальную методику изучения аншлифов, которую «по наследству» передала своей невестке — Наталье Николаевне Королевой.

В течение более четырех десятилетий Наталья Николаевна детально изучала руды и вмещающие их породы месторождений, на которых велись работы сотрудниками сначала Алтын-Топканской геологоразведочной экспедиции, затем САИГИМСа. Такой научный «симбиоз» геологов-структурщиков и минералогов во многом обеспечил успех комплексного изучения разведываемых рудных объектов. Н.Н. Королева в 60-е годы успешно защитила кандидатскую диссертацию, обобщив собранный ею материал по минералогии Алтын-Топканского рудного поля. После защиты она участвовала в работах по изучению ряда рудных объектов Среднеазиатского региона. Ею изучены, систематизированы и обобщены материалы по более чем 50 месторождениям. Наталья Николаевна — соавтор Атласа структур рудных полей Средней Азии.

Продолжатель династии Королевых — внучка Алексея Васильевича Ирина Валентиновна Королева. Окончив «семейный» институт Королевых — Ташкентский политехнический, она в 1981 г. защитила кандидатскую диссертацию на тему «Типоморфные минеральные ассоциации месторождений золото-сурьмяной формации и их поисково-оценочное значение». Особенности геологического строения изученных ею объектов — типичных представителей золото-рудных месторождений Узбекистана, включающих и редкометалльное оруденение, — определили необходимость изучения месторождения с точки зрения комплексного использования минерального сырья. Ирина Валентиновна, основываясь на информации, заложенной в минеральных ассоциациях, установила новые критерии для поисков месторождений полезных ископаемых, выделила минералы-индикаторы. Творческая деятельность представителя третьего поколения династии Королевых продолжается в САИГИМСе.

Члены династии Королевых оставили заметный след в истории рудной геологии Средней Азии. Именем Алексея Васильевича названо одно из полиметаллических месторождений Карамазара, в личных библиотеках многих геологов имеются книги Королевых, их научные идеи и методические разработки актуальны и в настоящее время.

Принята редколлегией 27 января 1992 г.

К 100-летию Михаила Петровича Русакова

Исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося советского геолога Михаила Петровича Русакова, большую часть жизни проработавшего в Геологическом комитете, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ и Институте геологических наук АН КазССР.

М.П. Русаков родился 21 ноября 1892 г. в г. Юхнов Смоленской области (ныне Калужская обл.) в семье железнодорожного служащего. Его родители, происходившие из крепостных крестьян, дали сыну хорошее образование. Сначала он окончил сельскую школу, затем Черкасскую гимназию с золотой медалью, что позволило ему в 1911 г. поступить на геологический факультет Петербургского горного института. В первые годы учебы летом он работал десятником на строительстве железной дороги Ишим — Омск и начальником гидротехнической партии в Семипалатинском переселенческом управлении.

Основные практические навыки полевой геологии и изучению месторождений М.П. Русаков получил во время производственных практик в различных районах Урала под руководством А.Н. Заварицкого. Осенью 1917 г. после полевого сезона, М.П. Русаков остается на Урале в качестве геолога горно-геологического отдела Златоустовского горного округа. Занимается разведкой медно-колчеданных, железорудных, марганцевых и буроугольных месторождений, а также открытых им залежей корунда в Ильменских горах. Последним посвящена первая печатная работа Михаила Петровича, вышедшая в 1920 г. Завершением уральского периода деятельности М.П. Русакова явилась его дипломная работа «Карпушинское медноколчеданное месторождение», которую он защитил в 1921 г. в Петроградском горном институте.

С 1920 г. Михаил Петрович работает в Сибирском отделении Геолкома в г. Томске, возглавляемом известным геологом М.А. Усовым. На лекциях М.А. Усова он познакомился со студентом Томского технологического института К.И. Сатпаевым — будущим президентом Академии наук КазССР, с которым впоследствии его связывала многолетняя дружба и совместная работа в Алма-Атинском Геологическом институте. В 1922 г. М.П. Русаков переводится в г. Петроград в Геологический комитет и в 1924 г. избирается на должность инженера-геолога в Отдел прикладной геологии, которым руководил проф. В.К. Котульский.

С 1920 г. М.П. Русаков начинает полевые работы в Казахстане, изучению региональной геологии и минеральных ресурсов которого он посвятил всю свою жизнь. В 1921—

1925 гг. он проводит систематические исследования геологического строения хребта Чингиз, Северного Прибалхашья и Каркаралинского района Центрального Казахстана, попутно изучая известные месторождения и проявления различных полезных ископаемых. Важнейший итог этой работы — переоценка известных ранее железорудных месторождений Кенъютбе и Тогай, а также выявление потенциальных возможностей многочисленных массивов вторичных кварцитов на медно-порфировое оруденение.

Благодаря настойчивости М.П. Русакова в 1926 г. в Геолкоме была организована алмазобуровая партия для поисков медно-порфировых руд. Буровые работы в районе горы Малый Семиз-Бугу не дали положительных результатов. Однако на горе Большой Семиз-Бугу Н.И. Наконник обнаружил россыпь очень твердых «синих камней», которые Михаил Петрович определил как корунд. Так была открыта, по выражению А.Е. Ферсмана, «жемчужина Казахстана» — корундовое месторождение Семиз-Бугу. В 1928 г. в результате поисковых работ в Северном Прибалхашье М.П. Русаковым было выявлено медно-порфировое месторождение Коунрад и ряд других более мелких, что послужило толчком для промышленного освоения края и заложения городов Балхаш и Коунрад.

30-е годы наиболее продуктивные в практической и научной деятельности М.П. Русакова. Наряду с интенсивными полевыми исследованиями он занимается обобщением материалов по полезным ископаемым Центрального Казахстана, методике поисков месторождений и экономике их разработки. Все эти материалы он публикует в различных изданиях. В статье «К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи» М.П. Русаковым впервые намечены протяженные пояса смятия, контролирующие распределение полиметаллических, меднорудных и железорудных месторождений, которые в настоящее время известны под названиями Спасской, Успенской и Акжал-Аксоранской зон смятия. Ряд статей посвящен отдельным месторождениям, приуроченным к этим зонам. Опубликованы небольшие сводки по асбесту, никелю, золоту, платине, корунду, вольфраму и молибдену с рекомендациями по их поискам в Центральном Казахстане.

В 1930 г. М.П. Русаков командирован в США, где он знакомится с организацией геологической службы, посещает около сорока медно-порфировых, урано-ванадиевых, молибденовых и других месторождений. Сравнение медно-порфировых место-

рождений США и нашей страны помогло ему в оценке известного месторождения Алмалык в Узбекистане, дальнейшая разведка которого, проводившаяся А.В. Королёвым, подтвердила прогноз Михаила Петровича о генезисе и крупных масштабах оруденения.

В 1935 г. М.П. Русакову за большой вклад в геологическую науку и развитие минерально-сырьевой базы СССР без защиты диссертации была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, а в 1936 г. Высшая аттестационная комиссия утвердила его в ученой степени доктора геолого-минералогических наук и звании профессора.

В 40-х годах научный авторитет и обширные знания по полезным ископаемым позволяют М.П. Русакову вести экспертно-консультационную работу во многих регионах страны, определять промышленное значение месторождений цветных, редких и черных металлов. Одновременно с этим Михаил Петрович готовит к печати несколько монографий, являющихся итогом многолетних исследований в Казахстане и изучения меднорудных месторождений СССР. К ним относятся вышедшие в 1933—1936 гг. монографии «Геологический очерк Прибалхашья и оз. Балхаш, полезные ископаемые района», «Медное месторождение Коунрад», «Успенско-Спасский район в Северо-Восточном Казахстане и его минеральные ресурсы» совместно с М.И. Вагановым, И.С. Яговкиным), «Медь» (совместно с И.Е. Спектором) и большой очерк по геологическому строению Каркаралинского района и Прибалхашья, вошедший в XX том «Геология СССР» под редакцией Н.Г. Кассина. Наряду с научной деятельностью М.П. Русаков участвовал в научно-организационной работе, являлся членом Государственной комиссии по запасам (ВКЗ — ГКЗ) и Ученых советов ВСЕГЕИ и Ленинградского Горного института.

Великая Отечественная война застала Михаила Петровича на Урале в Южно-Уральской экспедиции ВСЕГЕИ, в которой он проработал до 1942 г., а затем переехал в Казахстан. С этого времени М.П. Русаков постоянно живет в г. Алма-Ате, работает в Геологическом институте Казахского филиала АН СССР. Однако он не теряет связь с ВСЕГЕИ, до 1957 г. является консультантом Отдела металлогении.

В 1945 г. Казахский филиал АН СССР был преобразован в Казахскую Академию наук, а в июне 1946 г. утвержден состав Академии. В числе первых академиков-учредителей — заслуженный деятель науки Казахской ССР Михаил Петрович Русаков.

В 1949 г. М.П. Русаков был арестован по сфабрикованному обвинению в том, что он

якобы «скрывал и утаивал от советской власти открытые им рудные богатства» и являлся «тайным американским шпионом». Он провел, подвергаясь унижительным допросам, четырнадцать месяцев в одиночной камере следственной тюрьмы и после суда был приговорен к 25 годам лишения свободы. В период с 1950 по 1954 годы, находясь в заключении, М.П. Русаков работал старшим геологом в различных районах юга Красноярского края, преимущественно в окрестностях Уленьского меднорудного месторождения. В 1954 г. определением Военной коллегии Верховного суда СССР «за недоказанностью обвинения» дело М.П. Русакова было прекращено. Он полностью реабилитирован.

В 1954 г. М.П. Русаков по возвращении в Казахстан работает в ИГН АН КазССР. По его инициативе проведена генеральная доразведка месторождения Коунрад, обусловившая значительный прирост запасов меди. Много времени он уделял созданию металлогенической карты Казахстана.

В последние годы жизни (1957—1963 гг.) Михаил Петрович совместно с учениками и коллегами по институту занимался вопросами развития горнорудной базы и проблемами металлогении Казахстана, много времени уделял работе редколлегии журнала «Известия АН КазССР, серия геологических наук», бессменным членом которой он состоял с 1944 г. Работал над монографией «Медно-порфировые месторождения Казахстана СССР и зарубежных стран». После тяжелой болезни 25 октября 1963 г. М.П. Русаков скончался в г. Москве, где и похоронен на Новодевичьем кладбище.

М.П. Русаков оставил яркий след в изучении геологии и металлогении нашей страны. Он изучил или обследовал около 900 месторождений различных полезных ископаемых. Кроме открытий трех месторождений — Семиз-Бугу, Коунрад и Алмалык, за которые он удостоен звания «Первооткрыватель месторождения», им открыты, переоткрыты, переоценены и экономически обоснованы для освоения промышленностью еще около 50 месторождений. Среди них медно-порфировые — Коксай, Коктасжар-тас, Агарак, Каджаран, барито-полиметаллические и свинцовые — Карагайлы, Кайракты, Туюк, железорудные — Кенътюбе, Тогай и Абаил.

Научное наследие Михаила Петровича велико. Им опубликовано более 150 научных статей и несколько монографий. Около 500 неопубликованных статей, отчетов, материалов экспертизы находятся в фондах различных геологических организаций. Он воспитал большое число учеников и после-

дователей, многие из которых кандидаты и доктора геолого-минералогических наук.

Научные заслуги М.П. Русакова, его вклад в развитие геологии и горной промышленности страны высоко оценены. Он награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Отечественной войны 1-й степени, медалями и Почетными грамотами. Имя М.П. Русакова увековечено в геологической терминологии. «Русаковскими слоями» названа широко распространенная в Центральном Казахстане верхнетурнейская карбонатная толща, «русакови-

том» — водный ферриванадат, вошедший под этим названием в Международный кадастр минералов. Его имя присвоено центральной улице г. Коунрад, на которой в 1963 г. открыт монумент в честь первооткрывателя месторождения, и школе-интернату № 12 в г. Балхаш.

В 1982 г. в г. Ленинграде на фасаде дома № 13 по 20-й линии Васильевского острова установлена мемориальная доска.

Ю.Л. Семенов

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук

Российская Академия наук объявляет конкурс на соискание премии им. А. Е. Ферсмана 1994 г. отечественным ученым за лучшие научные работы по минералогии, кристаллографии и кристаллохимии.

Премии присуждаются за отдельные научные работы, открытия, изобретения или по совокупности работ единой тематики, как правило, одного авторов. При представлении коллективных работ могут выдвигаться только ведущие авторы и не более трех.

Право выдвижения кандидатов на премию предоставляется: академикам и членам-корреспондентам Российской Академии наук; научным учреждениям; высшим учебным заведениям; научным и инженерно-техническим обществам; научным советам РАН и других ведомств по важнейшим проблемам науки; научно-техническим советам государственных комитетов, министерств, ведомств; техническим советам промышленных предприятий; конструкторским бюро.

Организации или отдельные лица, выдвинувшие кандидата на соискание премии имени А. Е. Ферсмана 1994 г., должны до 8 августа 1994 г., представить в Экспертную комиссию (по адресу: 117901, Москва, Ленинский проспект, 32а ОГГГГН РАН) следующие материалы (с надписью «на соискание премии имени А. Е. Ферсмана»).

1. Мотивированное представление, включающее научную характеристику работы (серии), ее значение для развития науки и народного хозяйства.
2. Опубликованную научную работу (серию работ)
3. Сведения об авторе (перечень не более десяти основных научных работ, место работы и занимаемая должность, ученое звание, телефоны, домашний адрес).
4. Справку о том, что представляемая на данный конкурс работа (серия) ранее не удостоивалась государственных премий, а также именных государственных премий (при представлении серии работ в их число не могут включаться работы, за которые кандидату была присуждена Государственная или именная государственная премия).

Все документы представляются в двух экземплярах, а опубликованные работы в трех экземплярах.

Экспертная комиссия по присуждению премии
имени А. Е. Ферсмана ОГГГГН РАН
Справки по телефонам: 938-18-84
230-82-59



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС УСЛУГ ПО ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ЛИЦЕНЗИРОВАНИЯ

Институт располагает новейшими технологиями и практическим опытом для выполнения независимой экспертизы по месторождениям, находящимся на любой стадии изучения, и проведения необходимого комплекса исследований, связанных с подготовкой к госэкспертизе запасов. Комплекс работ может быть полным или частичным по Вашему выбору. Он включает:

- анализ закономерностей локализации и изменчивости оруденения с целью выявления возможности прироста запасов и направления разведочных работ;
- выбор и обоснование рациональной системы разведки, оптимальных параметров сети;
- оценка достоверности разведки и методики опробования месторождения по результатам заверочных работ или путем сравнения данных разведки и эксплуатации;
- проведение повариантных подсчетов запасов на ЭВМ с целью обоснования параметров временных или постоянных кондиций, подсчет запасов для госэкспертизы, заинтересованного жюри или потенциального инвестора традиционными и геостатистическими методами. Квалификация запасов по классификации ГКЗ и Гувера (США);
- экспертиза и составление методической части проектов, ТЭО, отчетов, консультации по всему спектру вопросов оценки и освоения месторождения;
- оценка экономического риска освоения месторождения.

ЦНИГРИ располагает мощным информационно-справочным банком по проблемам оценки месторождений твердых полезных ископаемых России и стран СНГ. В штате института высококвалифицированные специалисты, эксперты ГКЗ и ЦКЗ, принимавшие участие в разведке и оценке многих месторождений СНГ и за рубежом.

Форма сотрудничества любая, на взаимовыгодных условиях.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

Contents

METALS AND NON-METALS

<i>Kharkiv A.D., Smirnov G.I.</i> A problem of kimberlite bodies vertical variability	7
<i>Sizykh V.I., Tatarinov A.V., Mezukabzov A.M.</i> Manganese occurrence in Prisayanski trough associated with allochthonous structure	14
<i>Pavlov D.I., Dombrovskaya Zh.V.</i> Manganese sedimentary deposits as a result of upward discharge of oil/gas basin underground water	21
<i>Kovalevski A.L.</i> On lithobiochemical prospecting for platinoids	27
<i>Koplus A.V., Gordun A.K.</i> Forms of fluorite-rich field microrelief — a factor of local prediction and prospecting for orebodies	35
<i>Egorova I.V.</i> Factors controlling chrysotile-asbestos concentration in ultramafites	42
<i>Leipzig A.V.</i> Deposit systems belonging to laterite weathering epochs	48

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

<i>Gurvich E.M., Rakhmanov V.P., Medvedovskaya N.I., Kudjarov I.S.</i> On problem of calcifir genesis of Boug series of Ukrainian shield	56
<i>Makarov V.P.</i> On fractioning of radiogene isotopes and isobars in natural conditions	63

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

<i>Dukhovskii A.A., Artamonova N.A.</i> Regional location regularities and criteria of endogenic mineralisation prediction by gravimetric data	71
<i>Izotova T.S., Popadyuk I.V., Ryabchun S.D.</i> Criteria of facial zone outlining in a reefogenous complex by well logging	78

DISCUSSIONS

<i>Timofeeva T.S.</i> Genetic and geochemical role in the formation of neutron links' mineral associations between chemical element isotopes	85
---	----

NEWS IN BRIEF

<i>Gorzhevskii D.I.</i> Sedimentary basin metallogeny	91
<i>Frantov G.S.</i> 1st All-Russian meeting of chairmen of constant deputy environmental commissions presented by regions — RF subjects	93

BRIEF INFORMATION

<i>Slutskaya S.G., Surin V.G.</i> Field spectrometry studies and diagnostics by remote survey data	93
<i>Bent O.I.</i> Secondary mineral resources of Ukraine as a target of geological marketing	96

BOOK REVIEWS

<i>Yeremeev A.N., Lisitsyn A.E.</i> An essential book for geologists	99
---	----

EDITORIAL CORRESPONDENCE

<i>Biske Yu.S., Prozorovskii V.A.</i> What does «Petrographic code» mean	102
<i>Kostilyova V.V., Simanovich I.M.</i> Volcanogenic-sedimentary formation of Upper Devonian of Medium Timan	104

DATES NOT TO BE FORGOTTEN

<i>Akbarov H.A., Fedorchuk V.P., Danilyants S.A.</i> Dynasty of Korolyovs (geologists)	109
A centenary of M.P. Rusakov	112