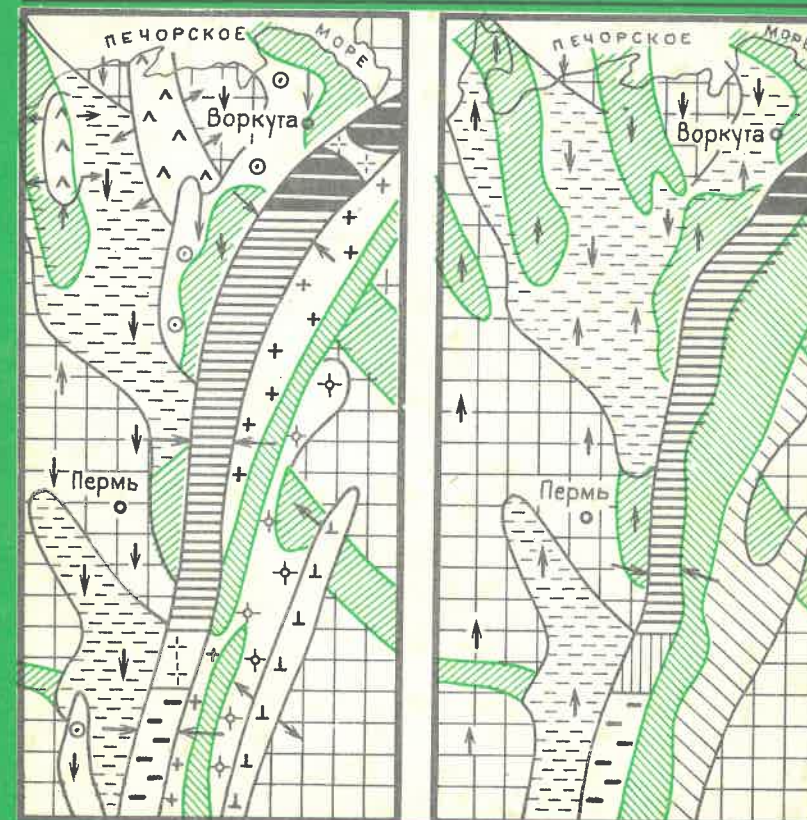


Советская геология



4/1990

Геодинамика и нефтегазоносность осадочного чехла
Мирового океана

Металлогения докембрия

Информационная оценка эффективности
геологоразведочных средств

Глубинное строение Урала

Кимберлитовые штокверки

Праздник «День геолога» был установлен
Указом Президиума Верховного Совета
СССР от 31 марта 1966 г.

Рабочим, инженерно-техническим, научным работникам и
служащим геологических организаций и предприятий, респуб-
ликанским, территориальным комитетам профсоюза рабочих
геологоразведочных работ

Дорогие товарищи!

Советские геологи в 1990 году в двадцать пятый раз отмечают свой профессиональный праздник.

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ сердечно поздравляют трудящихся геологоразведочных организаций и предприятий с Днем геолога.

Двадцатипятилетие своего профессионального праздника советские геологи встречают новыми открытиями. Геологи страны вносят свой вклад в решение задач социального и экономического обновления, определенных XXVII съездом КПСС, XIX Всесоюзной партийной конференцией, Пленумами ЦК КПСС. Развиваются демократические формы управления отраслью, усиливается гласность во всех делах, острее становится борьба за соблюдение принципов социальной справедливости, за повышение эффективности и качества геологоразведочных работ, за перевод экономики на интенсивный путь развития, за воспитание людей в духе интернационализма, коллективизма, гордости за свою профессию.

Достижениям передовых организаций и предприятий отрасли способствует создание в трудовых коллективах обстановки творческого поиска резервов, товарищеской взаимопомощи, высокой ответственности за выполнение порученного дела, непримиримости к недостаткам, нарушениям трудовой дисциплины.

Задачи, стоящие перед отраслью в современных условиях, требуют усиления заботы о людях, развития инициативы и социалистической предприимчивости, рачительного хозяйствования, бережного отношения к окружающей среде и природным ресурсам.

Коллегия Министерства геологии СССР и президиум ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ выражают твердую уверенность в том, что разведчики недр на ответственном этапе перестройки сосредоточат свои усилия на своевременном и качественном выполнении планов экономического и социального развития, государственного заказа по приросту и утверждению запасов полезных ископаемых и других геологических заданий, на открытиях новых месторождений, на эффективной реализации нового хозяйственного механизма.

Желаем рабочим, инженерно-техническим, научным работникам и служащим геологических организаций крепкого здоровья, счастья, новых трудовых успехов на благо нашей Великой Родины!

С Днем геолога, дорогие товарищи!

Коллегия Министерства
геологии СССР

Президиум ЦК профсоюза
рабочих геологоразведочных работ

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская Геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

4/1990

Основан
в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. А. Нарсеев, В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сычев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк



МОСКВА «НЕДРА»

Итоги 1989 года на коллегии Министерства геологии СССР	3	Малых А. В. О генезисе сильвинитов в Непском ка- лиеносном бассейне Восточной Сибири	55
Ахияров В. Х., Салманов Ф. К., Кур- син С. В. Изучение деформаций осадочного чех- ла, возникающих под действием прилив- ного трения	7	РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА Красный Л. И. Тектоника СССР и некоторые вопросы минерализации	58
МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ Спижарский Т. Н. Методические вопросы составления гео- логических карт	12	Джанелидзе Т. В., Панцулая В. В. Об эмерджентных свойствах главных вулканоплутонических поясов Кавказа	72
Курбанов Н. К., Борисович В. Т., Ма- медов М. М., Эпельбаум В. М., Марь- яхин З. М. Информационный подход к оценке эф- фективности геологоразведочных средств	20	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ Берлянд Н. Г. О палеорекострукциях глубинного строения земной коры Урала	81
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ Граммберг И. С., Исаев Е. Н., Ле- вин Л. Э., Мирчинк И. М., Василье- ва О. В., Висковский Ю. А. Геодинамические предпосылки нефтега- зоносности осадочного чехла в Миро- вом океане	27	Борисов С. О. Слои парадоксального состояния геоло- гической среды	92
Голицын М. В., Прокофьева Л. М. Закономерности метаморфизма твердых горючих ископаемых	32	ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ Шекинский Э. М., Али-Заде С. А., Алек- перов А. Б. Гидрогеологические аспекты экологии городов	102
МЕТАЛЛОГЕНИЯ Дегелайский В. Б., Рундквист Д. В. Металлогения докембрия	39	ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ Бакулин Ю. И. Активный слой Земли	104
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ Харьков А. Д., Прокопчук Б. И., Реми- зов В. И. Штокверк — особый морфологический тип кимберлитовых тел	48	Островский В. Н. Зональность подземной флюидосферы	108
		ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ Кривцов А. И., Мохов В. В. Развитие советско-американского сот- рудничества в области наук о Земле	116
		Памяти Вадима Георгиевича Чернова	118

Художественный редактор Ю. И. Иванов
Технический редактор С. Г. Веселкина
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 22.02.90. Подписано в печать 20.03.90. Т-07397. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 10,85 с вкл. Усл. кр.-отт. 11,72.
Уч.-изд. л. 12,4. Тираж 2430 экз. Заказ № 109. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1990

Итоги 1989 года на коллегии Министерства геологии СССР

Коллегия Министерства геологии СССР на своем заседании 1 февраля 1990 г. по докладу первого заместителя министра т. Салманова Ф. К. подвела итоги работы отрасли за 1989 г. и рассмотрела задачи по обеспечению выполнения заданий 1990 г. Было отмечено, что трудовыми коллективами геологических организаций и предприятий осуществляются практические меры по дальнейшему развитию минерально-сырьевой базы страны. Выполнен государственный заказ по приросту запасов полезных ископаемых, установленный на 1989 г. и четыре года XII пятилетки. Геологическими организациями в 1986—1989 гг. завершены разведкой и подготовлены к промышленному освоению 436 месторождений различных видов минерального сырья. Выполнен план по вводу жилья, задания по производству товаров народного потребления и оказанию платных услуг населению.

Коллегия также отметила ряд недостатков в деятельности отрасли.

В 1989 г. не выполнили государственный заказ по приросту запасов Главтюменьгеология — нефти с конденсатом, Южказгеология — нефти и природного газа, Туркменгеология — природного газа. Медленно развиваются геофизические работы по подготовке структур в ряде перспективных районов, стоимость их значительно возросла. Так, в Главтюменьгеологии объем выполненных сейсморазведочных работ в физическом выражении остался на уровне 1988 г., а стоимость их увеличилась на 15,8 %. В Восточной Сибири не решается проблема надежной подготовки объектов для глубокого бурения под трапповыми комплексами.

Не выполнен расчетный объем глубокого разведочного бурения. Из 33 объединений не обеспечили выполнение установленных заданий по объему бурения 21 объединение, в том числе Главтюменьгеология (89,8 %), Прикаспийгеология (90,6 %), Архангельскгеология (93,0 %), Ухтанефтегазгеология (93,0 %), ВостСибнефтегазгеология (83,7 %). Стоимость метра проходки по сравнению с запланированной увеличилась на 7 %.

Медленно решаются задачи расширения и укрепления сырьевых баз ряда горно-рудных предприятий. С низкой эффективностью проводились геологоразведочные работы на олово в Киргизии, на свинец и цинк в районах Нерчинского полиметаллического (Читагеология), Карагайлинского и Текелйского комбинатов (Казгеология), на алмазы — в Якутской АССР и олово — в Магаданской области.

Ухудшились технико-экономические показатели на колонковом бурении и горно-разведочных работах. По сравнению с 1988 г. объем бурения снизился на 10 %, а скорость бурения и производительность — на 1,5 %.

При производстве геологоразведочных работ не уделяется надлежащего внимания вопросам геоэкологии, охраны окружающей среды, соблюдению природоохранного законодательства в ряде районов.

Научно-технические достижения недостаточно влияют на интенсификацию геологоразведочного производства. Не обеспечено выполнение плана ввода в действие автоматизированных систем и мощностей вычислительной техники. Отсутствует механизм, экономически связывающий производство с внедрением научно-технических достижений. Отдельные научно-исследовательские организации не использовали имеющиеся собственные средства на создание научно-технической продукции (ВНИИгеолнеруд, ВНИИгеоинформсистем, ЦНИГРИ).

Организациями и предприятиями отрасли, подразделениями центрального аппарата министерства не принято должных мер по улучшению экономики геологоразведочных работ. Применение второй модели хозяйственного механизма не привело к снижению стоимости геологоразведочных работ, не обеспечивается их противозатратность. В ряде организаций имеет место опережение роста средней заработной платы по сравнению с приростом производительности труда. Не снизились непроизводительные расходы и потери. Медленно внедряется низовой хозрасчет.

Руководителями организаций и предприятий отрасли, подразделений центрального аппарата не принято должных мер по повышению качества проектно-сметной документации, что отрицательно сказывается на стоимости геологоразведочных работ. При рассмотрении проектов и смет геологическими организациями, Союзгеоэкспертизой,

подразделениями аппарата министерства не анализируются причины удорожания основных видов геологоразведочных работ (глубокое и колонковое бурение, геофизические и горно-разведочные работы) и не принимаются меры по снижению их стоимости.

Не произошло коренного улучшения в работе по ресурсосбережению, медленно решаются вопросы социального развития, не выполнено задание по вводу детских дошкольных учреждений. В ряде объединений и предприятий отрасли не уделяется достаточного внимания увеличению производства товаров народного потребления, расширению их ассортимента и повышению качества.

В объединениях «Пурнефтегазгеология», «Заполярьегазгеология», «Уралгеология», «Енисейнефтегазгеология» и ряде других неудовлетворительно состояние техники безопасности, значительно возрос производственный травматизм.

Еще недостаточны меры по коренной перестройке внешнеэкономической деятельности, по переводу работ за рубежом на коммерческие условия, по увеличению экспорта продукции, производимой предприятиями отрасли.

Коллегия Министерства геологии СССР на основе состоявшегося обсуждения поручила руководителям организаций и предприятий отрасли, подразделений центрального аппарата министерства тщательно проанализировать итоги работы за 1989 г. и четыре года XII пятилетки, разработать и осуществить меры по повышению эффективности геологоразведочных работ, снижению их стоимости, улучшению технико-экономических показателей с целью безусловного выполнения заданий Государственного плана на 1990 г. и XII пятилетку. Отмечена необходимость концентрации средств и ресурсов на приоритетных направлениях развития минерально-сырьевой базы в районах развитой нефтегазодобычи и действующих горнодобывающих предприятий.

Поручено также расширить геоэкологические исследования по изучению и оценке изменений геологической среды в результате хозяйственной деятельности, выработке рекомендаций по уменьшению отрицательных воздействий техногенных нагрузок на природную среду, обеспечить выполнение природоохранных мероприятий при производстве работ.

Признано необходимым осуществить меры по оздоровлению экономики геологоразведочных работ, обеспечить приоритетное решение задач по ускорению социального развития трудовых коллективов, выполнению заданий 1990 г. и XII пятилетки в целом по вводу в эксплуатацию объектов социально-бытового назначения, увеличить производство товаров народного потребления за счет перепрофилирования имеющихся и ввода новых производственных мощностей, их технического перевооружения, создания кооперативов и совместных предприятий.

Поручено принять незамедлительные меры по повышению эффективности профилактической работы, обеспечивающей безопасные условия труда, повышению ответственности руководителей всех уровней за состояние техники безопасности.

Подразделениям центрального аппарата даны конкретные поручения по повышению эффективности геологоразведочных работ, совершенствованию экономических основ управления ими.

Отделу научно-технического прогресса поручено сосредоточить научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы на приоритетных направлениях развития науки и техники, формируемых через общесоюзные, отраслевые и производственные программы путем создания и использования научно-технической продукции на хозяйственных основах. Разработать в III квартале с. г. комплексную научно-техническую программу развития научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ, внедрения научно-технических достижений в геологоразведочное производство на 1990—1995 гг.

Руководству министерства, руководителям подразделений центрального аппарата поручено направить организаторскую и практическую работу на безусловное выполнение плановых заданий 1990 г. и XII пятилетки в целом, на оздоровление экономики геологоразведочного производства, решение вопросов социального развития трудовых коллективов организаций и предприятий отрасли. Членам коллегии, руководителям подразделений и ответственным работникам центрального аппарата поручено принять участие в работе собраний, конференций и активов по рассмотрению итогов работы за 1989 г. с целью оказания помощи при выработке мер по выполнению плана 1990 г.

Редколлегия полагает, что читателям небезынтересно узнать, какие задачи стояли перед геологической службой страны 50 лет назад, по каким наиболее важным направлениям велись геологоразведочные работы. С этой целью публикуются выдержки из передовой статьи журнала «Советская геология» № 1 за 1940 год.

Задачи геологоразведочных работ 1940 года

В соответствии с постановлением СНК СССР осуществлена организационная перестройка геологической службы СССР: создан Комитет по делам геологии при СНК СССР с сетью территориальных геологических управлений, а при союзных наркоматах созданы отраслевые геологические управления.

Такое организационное построение обеспечивает, с одной стороны, по линии Комитета и его геологических управлений полный охват и планомерное изучение развернутым фронтом всей территории нашей страны, с другой стороны, по линии отраслевых геологических управлений наркоматов — проведение необходимых промышленных геологоразведочных работ в соответствии с запросами и задачами отдельных отраслей промышленности.

Советская геологическая наука достигла колоссальных успехов как в области познания недр нашей страны, расширения минерально-сырьевой базы, совершенствования техники и методики геологоразведочных работ, так и в части развития и внедрения социалистических форм труда в области геологоразведочного дела.

В результате геологоразведочных работ предшествующих лет выявлена минерально-сырьевая база для грандиозных строек первых пятилеток и созданы необходимые предпосылки для осуществления программы третьей пятилетки.

Устранение создавшегося разрыва между геологическими и промышленными запасами, обеспечение быстрого прироста запасов по высоким категориям является основной и актуальнейшей задачей работы геологических организаций нашей страны в 1940 г.

Одновременно с решением этой задачи необходимо обеспечить высокие темпы геологическо-поисковых работ для скорейшей передачи выявленных месторождений промышленности, резко сократить сроки освоения и разведки месторождений.

...необходимо отказаться от неверного принципа финансирования по объему прошлого года и перейти к финансированию в соответствии с конкретными задачами обеспечения запасами работающих и строящихся предприятий, а также обеспечения дальнейших перспектив роста добычи.

По нефти. В 1940 г. намечено продолжить работы по расширению нефтеносных и газоносных территорий Кавказа, Средней Азии, Эмбы, Сахалина и широко развернуть работы в районах «Второго Баку». В европейской части Союза, кроме того, будут вестись работы по выяснению перспектив нефтеносности Украины, Белоруссии, северных и центральных районов. В Сибири и Якутии будут продолже-

ны работы по изучению новых районов нефтеносности и газоносности.

По углю и сланцам. Задачей геологоразведочных работ 1940 г. на уголь является устранение резкого отставания разведок от работ по освоению угольных месторождений, которое имеет место в ряде угленосных бассейнов и выражается в сильной недоразведанности участков действующих шахт. Разведки должны обеспечить значительное развитие шахтного строительства в угольной промышленности, особенно в районах Урала, Татарской и Башкирской АССР, Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, в Казахской ССР, на Украине, в Киргизской и Таджикской ССР, и создание топливных баз местного значения.

По черным металлам. Геологоразведочные работы на черные металлы имеют целью обеспечение сырьевой базой действующих металлургических заводов Украины, КМА, Урала и Западной Сибири путем перевода геологических запасов в промышленные и подготовку сырьевой базы для строящихся заводов Дальнего Востока, Восточной Сибири и Казахстана.

Особой задачей является обеспечение металлургии качественных сталей Урала природнолегированными рудами.

Распределение ассигнований в области черных металлов подчинено целевой задаче продвижения строительства черной металлургии в восточные районы страны.

По цветным, редким и легким металлам. Геологоразведочные работы на цветные, редкие и легкие металлы должны в течение ряда ближайших лет обеспечить выполнение решений XVIII Съезда партии об увеличении производства цветных металлов до размеров, обеспечивающих удовлетворение быстрорастущих потребностей народного хозяйства и обороны страны. Эта задача требует широко развития геологоразведочных работ.

По олову и редким металлам, помимо продолжения разведочных работ на Дальнем Востоке, Якутии, Восточной Сибири и Кавказе, в 1940 г. разведываются более широкие работы на Урале, в Казахстане и Средней Азии.

Для обеспечения алюминиевой промышленности в 1940 г. будут продолжены работы в старых промышленных бокситовых районах и начаты разведки и поиски бокситов в новых районах Башкирии и Восточной Сибири.

Основными задачами геологоразведочных работ на неметаллы и стройматериалы являются обеспечение сырьевой базой предприятий различных наркоматов и ликвидация дальних перевозок путем поисков новых месторож-

дений и подготовки их к промышленному освоению.

Основной задачей гидрогеологических работ Комитета в 1940 г. является проведение гидрогеологической съемки значительных площадей в тех районах, где водоснабжение является первоочередной проблемой. Не менее важными являются гидрогеологические съемки в обводненных районах, где борьба с шахтными и рудничными водами является неотложной задачей, а также работы по изучению минеральных источников, проведению инже-

нерно-геологических съемок в городах и районах промышленного освоения, исследованию районов распространения оползней и карстовых явлений.

В плане 1940 г. производственные работы увязываются с работами научно-исследовательских институтов Комитета, Академии наук и наркоматов промышленности, и эта тесная связь должна помочь правильному и скорейшему разрешению грандиозных задач, стоящих перед советской геологией.

В записную книжку специалиста

Научно-технические мероприятия, проводимые в III квартале 1990 г. Мингео СССР, Академией наук СССР и другими ведомствами по вопросам геологического изучения недр, прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых

Сентябрь

1. Совещание «Основные направления повышения эффективности геологоразведочных работ на алмазы», г. Иркутск, 3 дня. ПГО «Иркутск-геология» Мингео СССР (664003, г. Иркутск, ул. Ленина, 34; тел. 24-70-23).
2. Совещание «Проблемы совершенствования оплаты труда в организациях отрасли в новых условиях хозяйствования», г. Свердловск, 3 дня. ПГО «Уралгеология» Мингео СССР (620144, г. Свердловск, ул. Вайнера, 55; тел. 22-02-54).
3. Семинар «Реальная структура и свойства ацентричных кристаллов», г. Александров, 3 дня. ВНИИСИМС Мингео СССР (601600, г. Александров, ул. Институтская, 1).
4. Семинар «Новые методы интенсификации притоков нефти и газа в скважинах взрывными и импульсными методами», г. Ходыженск Краснодарского края, 3 дня. ВНИПИВзрывгеофизика Мингео СССР (140106, г. Раменское Московской обл., ул. Прямолинейная, 26; тел. 3-33-19).
5. VII вулканологическое совещание по теме: «Вулканизм, сейсмичность и прогноз природных явлений», г. Ереван, 3 дня. Институт геологических наук Армянской ССР (375019, г. Ереван, проспект Маршала Баграмяна, 24а; тел. 52-44-26).
6. Совещание «Оценка и снижение риска цунами», г. Горький, 3 дня. Межведомственный совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству АН СССР (109004, г. Москва, Ульяновская ул., 51; тел. 272-53-19).

Изучение деформаций осадочного чехла, возникающих под действием приливного трения

В. Х. АХИЯРОВ, Ф. К. САЛМАНОВ (Мингео СССР), С. В. КУРСИН (ИГиРГИ)

Основоположник теории приливного трения Дж. Г. Дарвин писал: «...внутренние слои Земли распространяются вследствие инерции и сохраняют свою скорость. Поэтому здесь должно возникнуть медленное перемещение поверхностных слоев относительно внутренних. По этой же причине в современных нам условиях весь океан должен медленно перемещаться на запад, хотя это еще не обнаружено наблюдениями» [3, с. 41]. Это предсказание подтверждается движением литосферных плит, установленным многими исследователями.

Возникновение сдвиговых напряжений и движения слоев Земли относительно друг друга объяснены нами изменчивостью угла запаздывания приливного выступа по радиусу Земли в зависимости от упругих свойств среды [1]. При этом из-за появления угла между приливными выступами смежных слоев действуют сдвиговые моменты сил приливного трения, вызывающие их направленные сдвиговые деформации. Моменты сил между слоями и соответствующие им сдвиговые напряжения имеют постоянную и переменную составляющие.

Рассмотрим результаты измерений переменной составляющей деформаций поверхностных слоев Земли силами приливного трения, обусловленных взаимным расположением Луны и Солнца относительно Земли. Очевидно, что они должны выделяться месячными и годовыми, а также кратными им волнами.

При выборе места эксперимента учитывались благоприятные факторы геологического разреза обширной Западно-Сибирской равнины. На участках развития толщи многолетнемерзлых пород и тектонических нарушений можно ожидать усиления эффекта горизонтальных смещений поверхностных слоев силами приливного трения. Было предусмотрено проведение экспериментов двумя независимыми способами. В первом случае использовал-

ся ствол глубокой скважины и по его «качанию» во времени измерялось изменение расстояния между двумя реперами, а в другом фиксировалось изменение скорости распространения сейсмических волн во времени между реперными границами.

На первом этапе исследований задача разработки специальной аппаратуры не ставилась и использовалась существующая техника для геофизических исследований.

Результаты наблюдений в глубоких скважинах. Деформации поверхностных слоев Земли можно определять в вертикальных и наклонных скважинах в зависимости от поставленной задачи по изучению распределения по глубине и направлению действия приливного напряжения. Нами рассматриваются результаты измерений расстояния между двумя реперными границами в вертикальных скважинах. С целью упрощения работ и получения максимального эффекта в качестве базы измерений было принято максимальное расстояние — от устья скважины до забоя.

Технические средства для геофизических исследований нефтяных и газовых скважин (измерительная станция, подъемник с бронированным кабелем и прибор радиоактивного каротажа) позволили провести измерения следующим образом. Серийный прибор нейтрон-нейтронного каротажа (ННК) на кабеле опускали в скважину, а его зонд устанавливали на границе двух пластов, резко различающихся по свойствам замедлять и поглощать нейтроны. Верхний конец кабеля закреплялся на лебедке подъемника. В таком положении прибора и при неизменной длине кабеля реперная граница периодически должна была удаляться от него в случае изменения длины («качания») ствола скважины приливными силами.

Предварительно проводилась градуировка показаний прибора по его смещению относительно реперной гра-

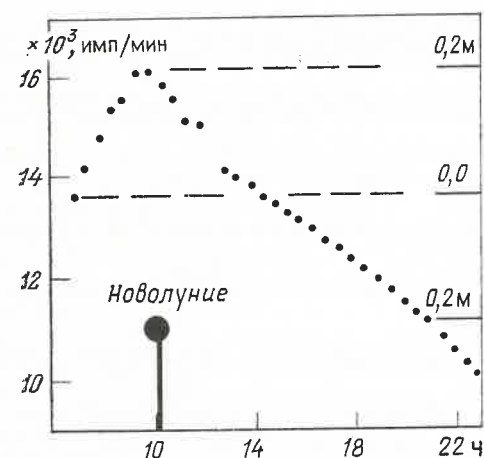


Рис. 1. Результаты измерений изменения длины ствола скв. 24 Ямбургской площади, проводившихся 22 апреля 1974 г.

ницы. При этом было установлено, что и в реальных условиях разреза Западной Сибири на реперной границе плотных пород и глин при точечных измерениях с экспозицией 3—5 мин скважинный прибор радиоактивного каротажера позволяет фиксировать ее смещение с точностью ± 1 см.

В процессе экспериментов были проведены возможные изменения длины свободно подвешенного кабеля за счет влияния термобарических условий скважины и приливных изменений силы тяжести. Такие параметры, как тепловое расширение, барическое сжатие и раскручивание кабеля под нагрузкой, стабилизируются за короткий промежуток времени в статическом состоянии и не вызывают особых опасений. Характер же изменения геометрических размеров изоляции внутренней токопроводящей жилы за счет набухания и его влияние на раскручивание брони кабеля не поддаются учету. В сущности, это изменение должно быть незначительным и направлено только в сторону его удлинения, так как создаваемые набуханием изоляции осевые нагрузки будут способствовать дополнительному раскручиванию брони кабеля, что может быть учтено при измерении периодических процессов.

Кроме рассмотренных аппаратных погрешностей были оценены и упругие деформации свободно подвешенного длинного кабеля за счет собственного веса под действием приливных измене-

ний силы тяжести. Расчеты показали, что амплитуда периодических вертикальных смещений прибора на конце каротажного кабеля длиной 2500—3000 м при вариациях силы тяжести $\pm 10 \dots 20$ мгал не должна превышать $\pm 1 \dots 2$ см. В ходе эксперимента эти расчеты подтвердились измеренными амплитудами суточных приливных волн. Попутно следует отметить, что на указанном принципе можно создать стационарный гравиметр с достаточно высокой точностью.

Эксперименты было намечено провести в глубоких разведочных скважинах Главтюменьгеологии между технологическими операциями. С учетом ограниченности времени и в связи с необходимостью более надежной фиксации ожидаемого эффекта выбиралась скважина, бурение которой заканчивалось в такой период, когда измерениями можно было бы зафиксировать переход через экстремум деформации, т. е. в новолуние или полнолуние.

Первый эксперимент был поставлен в скв. 24 Ямбургской площади, в южной части Тазовского п-ова. Измерения были начаты 22 апреля в 7 ч 10 мин и продолжались до 4 ч 30 мин 23 апреля 1974 г. с учетом того, что 22 апреля в 10 ч 17 мин наступало новолуние.

Перед началом измерений скважинный прибор ННК был установлен на глубине 2665 м таким образом, чтобы его зонд находился на границе плотного пласта (сверху) и глин (снизу). При этом наземный счетчик показывал 13 700 имп/мин (1 имп/мин = $1/60$ с⁻¹), далее отсчеты снимались через каждые 30 мин. Вначале показания росли на 400—500 имп/мин в каждые полчаса. В 9 ч 30 мин зафиксировано 16 100 имп/мин, а в 10 ч отсчет уменьшился до 16 050 и далее он монотонно убывал примерно на 200—300 имп/мин за каждые полчаса до 24 ч 22 апреля (рис. 1). Затем отсчет стабилизировался на уровне около 10 000 имп/мин, что соответствовало интервалу нижезалегающих глин.

Такой характер изменения показаний при смещении реперной границы относительно зондового устройства прибора, по нашему мнению, свидетельствует о том, что примерно до 9 ч 35 мин реперная граница от при-

бора удалялась вниз (это соответствует удлинению ствола скважины), затем поднялась вверх (его укорочение). При этом зонд поочередно оказывался против плотного пласта и против глин, что фиксировалось изменением показаний счетчика на поверхности. Линейное смещение между 7 ч 10 мин и 9 ч 30 мин 22 апреля составило около 20 см, затем к 14 ч восстановилось первоначальное состояние. В конце измерений скважинный прибор пришлось поднять на 30 см, чтобы совместить с первоначальным положением относительно реперной границы. Эти данные подтвердили наличие значительных напряжений и соответствующих им деформаций в поверхностных слоях Земли, вызванных силами приливного трения с периодами переменной составляющей большими, чем сутки.

Особый интерес представляет время запаздывания экстремума приливной деформации до момента наступления новолуния, которое оказалось равным 42 мин (см. рис. 1). Не исключено, что оно определяется углом запаздывания приливного выступа с учетом реологических свойств осадочных отложений. Для получения этого необходимы аналогичные работы с одновременным измерением угла запаздывания приливного выступа другими известными способами [4].

Следующий эксперимент был задуман таким образом, чтобы охватить более длительное время между двумя сизигиями Луны. Благоприятная ситуация сложилась на скв. 38 Заполярной площади, расположенной в 80 км к юго-востоку от пос. Тазовское, где к концу октября 1974 г. завершилось опробование продуктивных горизонтов, а 31 октября в 1 ч 20 мин наступало полнолуние. Начало эксперимента, намеченное на 29 октября, по техническим причинам было перенесено на 1 ноября. Техника и методика измерений здесь были такими же, как и в первой скважине. Зонд ННК устанавливался на границе плотного пласта и глин на глубине 2735 м. За два часа (с 11 до 13 ч) реперная граница практически не сместилась. Затем она стала быстро уходить вниз от прибора в ускоряющемся темпе со скоростью 2—3 см/ч, чему соответствовало такое

же удлинение ствола скважины. Такие большие эффекты были неожиданными, и 2 ноября в 20 ч прибор был извлечен из скважины для контрольной проверки. Прибор работал нормально, а измерения в скважине, возобновившиеся 4 ноября в 0 ч, фиксировали продолжающееся удлинение ствола скважины в том же темпе.

Методика регистрации таких больших смещений не была отработана в режиме непрерывных измерений, и поэтому уход репера отмечался по меткам на кабеле. По этим данным общее смещение реперной границы от прибора между 4 ноября 0 ч и 6 ноября 10 ч составило 174 см.

Наиболее интенсивное удлинение ствола скважины продолжалось примерно до 3 ч 7 ноября, т. е. до наступления последней четверти фазы Луны. Далее его темп стал уменьшаться, а после 18 ч 10 ноября смещение реперной границы практически прекратилось. Следует отметить, что это случилось после небольшого обратного скачка (1—2 см) реперной границы вверх, которая затем встала на прежнее место. Возможно, эти данные являются показателем возникновения неупругих деформаций. Измерения продолжались до наступления новолуния в 0 часов 54 мин 14 ноября без видимых смещений реперной границы, после чего работы были прекращены из-за необходимости демонтажа бурового оборудования. За последнюю четверть фазы Луны общее смещение реперной границы вниз составило около 20 см.

Таким образом, путем инструментальных измерений в глубоких скважинах Западной Сибири оценены деформации верхней части осадочного чехла силами приливного трения. Для получения более полной информации требуется проведение непрерывных и длительных измерений в специально выделенных скважинах. Однако уже полученные результаты свидетельствуют о наличии значительных горизонтальных напряжений, создаваемых силами приливного трения, которые должны ощутимо изменять физические свойства горных пород.

Косвенный признак этого явления — изменение забойных давлений и дебитов нефтяных скважин, связанных с лунными фазами — отмечался многи-

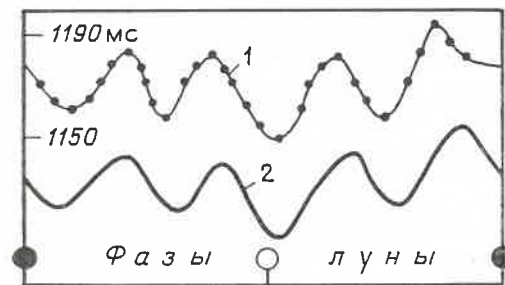


Рис. 2. Изменения скорости сейсмических волн между горизонтами Б и Г на Янгтинской площади под действием сил приливного трения по сейсмическим (1) и расчетным (2) данным

ми исследователями. Проведенный нами анализ искривления глубоких разведочных скважин Западной Сибири показывает, что в преобладающем большинстве случаев угол искривления (до $3-5^\circ$) направлен на юго-восток. По-видимому, это связано с действием напряжения с той же стороны. Известные случаи смятия или даже срезания обсадных колонн в глубоких скважинах также можно отнести к результату действия сил приливного трения. Следовательно, необходимо анализировать аварийные ситуации при сверхглубоком бурении для определения максимально возможной глубины скважины с учетом потери ствола из-за приливных деформаций.

Дальнейшие измерения приливных деформаций в глубоких скважинах целесообразно продолжить со специально разработанными аппаратурой и оборудованием, рассчитанными для дифференцированной оценки деформаций по глубинам. Отметим, что эти работы трудоемки и требуют использования специальных геодинимических полигонов в комплексе с другими видами геофизических исследований. Большее распространение должны найти более дешевые способы оценки приливных деформаций, например, по изменению скоростной характеристики сейсмических волн, способных охватить значительные территории и объемы горных массивов.

Результаты обработки данных сейсморазведки. Для выявления приливной составляющей в интервальном времени МОВ—ОГТ нами были выбраны Янгтинская и Пульпуяхская площади в Западной Сибири, поскольку структурные построения по данным сейсмо-

разведки и глубокого разведочного бурения имели здесь большие расхождения. С целью исключения влияния поверхностных слоев интервальное время определялось между отражающими сейсмическими горизонтами Г и Б, которые по данным бурения связываются с согласно залегающими границами на рассматриваемых площадях.

На сейсмических профилях изучаемой площади по равномерной сетке были выбраны примерно 150 точек наблюдения, для каждой из которых по картам изохрон определялась разница интервального времени между горизонтами Г и Б, а время проведения наблюдений пересчитывалось на фазу Луны по лунному календарю. По этим данным были построены графики сопоставления интервального времени между горизонтами Г и Б с фазами Луны. Выбранное количество наблюдений позволило охарактеризовать каждые 1—2 дня усредненными значениями интервального времени из 5—10 точек. На рис. 2 приведен график по Янгтинской площади, показывающий периодическое изменение интервального времени в зависимости от фазы Луны. Аналогичный график был получен и по Пульпуяхской площади [2]. В периодах изменения интервального времени имеются месячные, полумесячные и недельные составляющие, примерное соотношение амплитуд которых по расчетному графику 1:1:2 (см. рис. 2). Такое соотношение амплитуд может быть обусловлено реологическими свойствами среды и сезонном годе (январь—апрель 1979) проведения работ. Следует также обратить внимание на то, что эти площади находятся вблизи от южной границы распространения многолетней мерзлоты, которая могла усилить эффект влияния приливного трения, что привело к периодическим изменениям интервального времени до 3% (см. рис. 2). Характерен также более глубокий минимум интервального времени в полнолуние. С учетом скважинных измерений это можно отнести к минимальным значениям переменной составляющей горизонтальных растягивающих напряжений сил приливного трения в этой фазе Луны.

Результаты режимных сейсмометрических наблюдений. Долговременные и

целенаправленные сейсмические наблюдения проводятся на Усть-Балыкской площади, так как в последние годы вблизи г. Нефтеюганска происходят землетрясения техногенного характера силой до 4 баллов. Предусматривались измерения в скважинах зондом ВСП и поверхностными сейсмоприемниками, поэтому исследовались две глубокие скважины (63, 387) с расстоянием между ними 443 м. Наблюдения начаты в марте 1989 г. и сейчас продолжаются. Программа работ намечена на несколько лет.

Пункты возбуждения сейсмических сигналов расположены вблизи скважин, и запись с каждого из них производится всеми сейсмоприемными системами. Частота опроса — четыре раза в сутки с равными интервалами времени. Применяется электроискровой источник «Искра 20/70»; оптимальная глубина возбуждения определена путем прострела скважины глубиной около 50 м с шагом через 2 м; обязательно изучение разреза методом электрокаротажа. Очаг возбуждения расположен в интервале глинистых пород, что обеспечивает более высокую устойчивость скважин и стабильность сигналов. Взрывные скважины обсажены двойной колонной (наружная — стальная, а внутренняя — из токонепроводящего материала), что повышает интенсивность сигнала и увеличивает ресурс работы кабеля. Излучатель находится ниже башмака обсадной колонны. В случаях смены скважины, что крайне нежелательно, новая должна быть как можно ближе к старой и необходимо производить дублирование наблюдений не менее чем на пяти временах.

Сигналы регистрируются одно- и трехкомпонентными скважинными и поверхностными сейсмоприемниками. В глубоких скв. 63 и 387 помещены пятиканальные зонды ВСП с шагом 100 м, а в нескольких скважинах глубиной 10, 20, 30 м — трехкомпонентные сейсмоприемные системы. Скважинные приборы регистрируют прямые и отраженные волны. Поверхностные системы кроме регистрации позволяют изучать начальные характеристики волн и на этой основе оценивать вариации параметров за счет нестабильности источника. Применяются сейсмо-

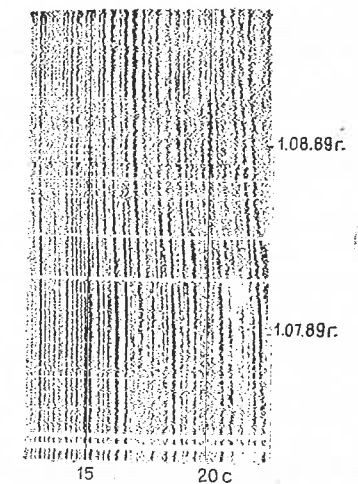


Рис. 3. Изменения интервального времени между сейсмическими горизонтами под действием сил приливного трения на Усть-Балыкском полигоне

станция «Прогресс-3», серийные сейсмоприемники СВ-20 и СГ-20 и зонд КВСП. Принятая длина записи равна 2,5 с. Качество записи контролируется на мониторе, и при необходимости производится визуализация полевого материала на сеймостанции.

В комплексе режимных наблюдений обязательно проведение ВСП, основная задача которого — изучение волновой картины с целью определения природы волн, используемых для решения геодинимических задач. Наблюдения ВСП проводятся тем же зондом, что и запись в скважине, с шагом 10 м по общепринятой методике.

Для предварительной обработки полученных материалов используются некоторые программы из пакета СПС-3. В дальнейшем предполагается автоматизация обработки для определения времен различных фаз импульсов, спектральных составляющих амплитудных и фазовых, а также поляризационных характеристик.

На Усть-Балыкском полигоне за время наблюдений в течение 9 мес 1989 г. зафиксированы вариации скорости распространения сейсмических волн с цикличностью, кратной месяцу. Результатами регистрации прямой волны скважинным сейсмоприемником на глубине 1500 м выявлены периодические изменения времени ее прихода амплитудой до 6 мс. Максимальная

амплитуда вариаций за 9 мес по горизонту Б составляет около 1,5 %.

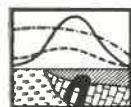
Амплитуды изменения времени прихода отраженных волн в функции от астрономического времени на временных записи 2—2,5 с достигают 30 мс (рис. 3). Эти данные говорят о необходимости учета и внесения соответствующих поправок в результаты сейсморазведки. Кроме того, вариации интервального времени между разными отражающими горизонтами плохо коррелируются, что должно свидетельствовать о разной степени напряженного состояния слоев.

Полученные результаты обосновывают необходимость измерений переменной составляющей изменения скорости сейсмических волн под действием приливного трения на больших расстояниях, охватывающих значительные территории и объемы горных массивов, которые могут дать информацию для прогноза о подготовке землетрясений. В этом случае один элемент системы измерений должен включать мощный источник возбуждения сейсмических колебаний, обуславливаю-

щий прохождение волн на расстоянии до 500 км. Вокруг него устанавливаются приемники, приспособленные для автоматического приема возбуждаемых сейсмических сигналов. Количество таких элементов и их расположение будут зависеть от площади сейсмоопасной зоны. Эти измерения можно наметить как следующий этап исследования и для их реализации использовать аппаратуру и оборудование, применяемые при региональных геофизических работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахияров В. Х., Салманов Ф. К., Хафизов Ф. З. Геологические процессы под действием приливного трения // Сов. геология, 1988. № 7. С. 62—67.
2. Ахияров В. Х., Петросян Л. Г., Шимелевич Ю. С. Об изменении геофизических характеристик верхнего слоя Земли под действием приливных явлений // Вопросы нелинейной геофизики. М. 1981. С. 47—54.
3. Дарвин Дж. Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. Изд. 2-е. — М.: Наука, 1965.
4. Макдональд Г. Дж. Ф. Приливное трение // Приливы и резонансы в Солнечной системе. — М.: Мир, 1975. С. 9—96.



МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.8.528 : 001.8

© Т. Н. Спижарский, 1990

Методические вопросы составления геологических карт

Т. Н. СПИЖАРСКИЙ (ВСЕГЕИ)

Геологические карты начали составлять со второй половины XVIII в. одновременно со становлением геологии как самостоятельной отрасли естествознания. Но еще до этого в России на горнозаводских картах (чертежах) показывали местоположения полезных ископаемых. Первые геологические карты появились во Франции, позднее в России — карты Восточного Забайкалья (1789—1794 гг.), Алтая и др. Цель составления этих карт — выявление полезных ископаемых. По содержанию они были литолого-петрографическими: на них изображались горные породы — гранит, известняк, слан-

цы. Этим было положено начало отображению на картах геологических тел, выделяемых по слагающему их геологическому веществу. По своему содержанию карты соответствовали уровню геологических знаний того времени. Основной их недостаток заключается в статичности и в том, что изображенные на них геологические тела не были взаимосвязаны. Из них не вычитывалось связующее их звено, позволяющее выделять соотношения тел, устанавливать закономерности их размещения в пространстве, динамику и последовательность образования во времени.

Связующим звеном геологических тел стало время их образования только после того, как В. Смит, используя палеонтологический метод, предложил выделять и коррелировать тела в виде стратиграфических подразделений по последовательности их образования. В 1799 г. он впервые составил геологическую карту, применяя стратиграфический принцип; в России первая геологическая карта с использованием этого принципа была составлена Н. И. Кокшаровым в 1840 г. Но лишь спустя почти столетие он приобрел силу закона, а на II сессии МГК в 1881 г. по предложению русской делегации был утвержден как обязательный для международных геологических карт, была принята терминология и классификация общих стратиграфических подразделений и их условные обозначения на картах, разработанные А. П. Карпинским. С этого времени стратиграфический принцип стал основным в геологической картографии, а вещественный играет роль вспомогательного.

Методы составления геологических карт определенных масштабов, исходя из стратиграфического принципа, излагаются в инструкциях и руководствах, а тектонических, палеогеографических, металлогенических и других карт — в объяснительных записках к ним. Специальных работ по методологии геологической картографии немного [5, 8]. В настоящее время составляются карты различного геологического содержания и рассмотреть в одной статье все методологические вопросы геологической картографии не представляется возможным. Остановимся лишь на методологии составления геологических карт, чтобы понять, насколько они адекватны геологической действительности на современной степени ее изученности, и на значении для этой адекватности геологического вещества, геологических тел и геологического времени.

Геологическая карта — это документальная в заданном масштабе графическая (знаково-пространственная) модель геологического вещества части земной коры или всей земной коры в виде изображенной совокупности геологических тел в их естественных соотношениях. Таким образом, суще-

ственный признак геологической карты состоит в том, что она представляет «модель геологического вещества в виде совокупности геологических тел». Это определение следует из того, что основным объектом изучения геологии служит геологическое вещество со всеми его свойствами и проявлениями [8]. Карта, представляющая собой графическую модель какого-либо свойства геологического вещества, является специализированной геологической картой, например, тектоническая карта есть модель тектонической структуры вещества. Поэтому теорию геологической картографии нельзя отрывать от геологической теории и ограничивать только теорией языка [5]. Язык геологической картографии это геологический язык. Его содержание определяется геологическим содержанием карты, только форма выражения графическая — знаковая, что объединяет его с языками других тематических картографий.

Геологическое вещество — это закономерная совокупность геологических тел, находящихся в определенных отношениях и связи, чем определяется структура вещества. Но в геологии не всегда различается вещество и тело, что видно на примере горной породы и формаций [2, 3]. Даже в учебных пособиях и методических руководствах под горной породой и формацией одновременно понимается геологическое вещество и геологическое тело, которые находятся в следующих соотношениях в иерархической последовательности: минералы как элементарные геологические тела в совокупности образуют горные породы (известняки, песчаники, базальты, граниты), которые слагают горнопородные тела — слои, покровы, массивы, дайки и др.; горнопородные тела в совокупности составляют формации, слагающие формационные тела, которые образуют вещество следующего уровня организации, и т. д.

Классификация геологического вещества по уровням его организации не разработана вследствие недостаточной изученности вопроса; не разработана и таксономическая иерархия геологических тел. Моделирование геологического вещества осуществляется через моделирование слагающих его

геологических тел путем их изображения. Таким образом, геологические тела с их свойствами являются тем фактическим материалом, который лежит в основе составления геологических карт. Чтобы смоделировать геологическое вещество, предварительно необходимо создать модели составляющих его геологических тел. Достигается это методом полевых исследований (геологическая съемка и др.) или путем использования ранее составленных карт и других материалов, в результате чего выделяются тела, которые изображаются на составляемой карте.

Моделирование геологического вещества графическим методом осложняется тем, что возможности этого метода ограничены. Вследствие этого на одной карте невозможно раскрыть все многообразие вещества и слагающих его геологических тел. Поэтому одна карта не может удовлетворить современные требования познания геологического строения регионов, особенно в связи с поисками, прогнозированием и разведкой минерального сырья и другими видами освоения геологического вещества. Для этого кроме общей геологической карты необходимо составлять специализированные карты разного содержания. Но независимо от содержания принцип составления всех карт должен быть один и тот же. Выражается он в том, что на каждой карте, входящей в комплекс карт, изображаются в естественной ассоциации те геологические тела, которые позволяют понять то геологическое вещество или его свойство, в целях изучения и использования которого составляется карта. Только в этом случае карты будут не дублировать, а дополнять одна другую. Из этого следует необходимость классификации геологических тел, упорядочения геологических понятий и терминологии, так как этим определяется научное содержание карт. С классификацией геологических тел органически связаны классификация карт, их названия и применяемая в легенде терминология для обозначения условных знаков геологических объектов [8].

Легенда — это неотъемлемая часть геологической карты. В ней не только объясняется содержание условных

знаков, которыми изображаются геологические объекты, но и отражается принятая для ее составления классификация этих объектов, их связи, в том числе генетические, и взаимоотношения, а следовательно, отображается структурность карты и тем самым структура моделируемого вещества.

Как графическая модель геологическая карта — статическая система. Одновременно каждая карта, независимо от содержания, потенциально является геодинамической моделью [8]. Построение такой модели достигается путем расположения в легенде условных обозначений в последовательности образования геологических тел во времени в соответствии с их возрастом, и пояснительными текстами к условным обозначениям, указывающими время, генезис, условия образования и развития тел. При такой насыщенности легенды геодинамичность карты зависит от того, насколько правильно интерпретируется динамика изображенных геологических объектов.

Классификация геологических тел. В краткой статье нельзя рассмотреть состояние классификации геологических объектов; всеми, кто занимался этим вопросом, отмечается, что оно неудовлетворительно. Мы изложим состояние классификации только геологических тел в объеме, необходимом для понимания методологии составления геологических карт. Предварительно напомним основные положения классификации, так как здесь допускаются многие неточности. Классификация геологических тел основывается на том же принципе, что и других материальных объектов, заключающемся в их группировании таким образом, чтобы в каждый таксон (делимое) включались тела (члены деления), выделенные по одному и тому же свойственному признаку (основание деления), и в расположении выделенных таксонов в иерархической соподчиненности (непрерывность деления).

Геологические тела обладают многими признаками. К ним относятся геологическое вещество, слагающее тело, компоненты вещества, форма тела, генезис, время образования, объем тела, одно из физических или химических свойств вещества и др. Значение их для создания разных классифика-

ций различно. Но в геологической литературе вопросы классификации рассматриваются с общих логических позиций. Применительно к геологическим телам признаки не анализируются и по своему значению не систематизированы. При определении значения признаков надо исходить из того, чтобы созданные на их основе классификационные системы способствовали выявлению геологической сущности тел, их связи и соотношений. Помимо подразделения признаков по степени геологичности на существенные, или основные, и несущественные, или дополнительные, по классификационному значению — на главные и второстепенные, по таксономическому значению — на общие и частные [8], для классификации геологических объектов большое значение имеет выделение признаков-фактов и признаков-интерпретаций, различающихся по достоверности.

Признак-факт — это признак, присутствующий геологическому телу, который непосредственно наблюдается в процессе геологического картирования или в лаборатории, может быть замерен и охарактеризован количественно. Признак-интерпретация — признак геологического тела, который выводится из признаков-фактов путем логического умозаключения. К ним относятся генетические признаки, признаки-события, признаки, устанавливаемые по геофизическим данным, — форма или вещество геологического тела, залегающего на глубине.

Признаки-факты и признаки-интерпретации часто не различаются и применяются как равнозначные при классификации геологических объектов, что ведет к пересечению разных систем классификации.

Для геологической картографии на ее современном уровне наибольшее значение имеют классификации геологических тел по веществу, времени образования (стратиграфическая), генезису и тектонической структуре. При классификации геологических тел в целях геологической картографии необходимо учитывать, что не все признаки, по которым они выделяются, взаимосвязаны. Не взаимосвязаны генетически вещество и такие параметры тел, как время их образования, форма и объем.

В классификации геологических тел по веществу главный признак выделения тел — геологическое вещество, являющееся наиболее геологичным и существенным классификационным признаком. Все геологические тела сложены геологическим веществом, и изменением вещества или даже одного его свойства определяется граница тела, чем обусловлено его выделение в качестве отдельного геологического объекта. Следовательно, классификация тел по веществу зависит от таковой вещества. Зависимость эта неполная, так как при выделении тел по веществу их форма, объем и время образования не устанавливаются. Для определения состояния классификации геологических тел по веществу достаточно рассмотреть состояние классификации геологического вещества.

На современном этапе развития геологии выделяются два уровня организации геологического вещества — горнопородный и формационный. Более высокие уровни только намечаются. Для вещества горнопородного уровня (горных пород) предложено много классификаций, но общепринятой классификации нет. Нет даже общепринятого определения понятия «горная порода» [2]. Исторически сложилось деление горных пород по генезису на три типа: осадочные, магматические и метаморфические, с подразделением каждого типа на подтипы или классы — осадочных на седиментогенные, литогенные и гипергенные; магматических на плутогенные и вулканогенные; метаморфических на метаморфизованные и метаморфогенные. Дальнейшее подразделение производится по разным признакам [8]. Классификации эти логически не выдержаны и обычно пересекаются, что усложняет классификационные схемы и нарушает принцип однозначности выделяемых объектов в одном таксоне.

Геологическое вещество формационного уровня и соответствующие ему геологические тела стали выделяться после того, как Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым было возрождено учение о формациях. Классификация формаций не разработана, хотя попытки в этом направлении предпринимались неоднократно. Предлагаемые классификации непоследовательны и эклек-

тичны. Формации выделяются по самым разным признакам вплоть до обособления по отдельным химическим элементам и тектоническим режимам [7, 8]. Основная причина существующего положения — противоречивость понимания сущности формаций и их генезиса, что отмечалось многими исследователями [2, 3].

В целях разработки классификации формаций необходимо различать формационное вещество (формацию) и формационное тело, а парагенезис формации понимать в смысле ее генезиса как вещества более высокого уровня, чем горнопородное, в виде определенной общности слагающих ее горнопородных тел разных генезисов. Так, парагенезис седиментогенной формации выражается в том, что разное по генезису вещество горнопородных тел формации образовалось путем механического осаждения или выпадения из растворов в бассейне. Парагенезис вулканической формации выражается в том, что разное по составу вещество горнопородных тел возникло в результате излияний лавы и вулканических выбросов магматического вещества.

К формационным не относятся горнопородные тела, сложенные веществом одного генезиса, например, представленные только известняками или базальтами, и тела, геологическое вещество которых сложено горнопородными телами разных генетических типов — осадочными и магматическими, магматическими и метаморфическими. Такие геологические тела относятся к более высокому уровню организации геологического вещества и являются геологическими комплексами. Формационные тела, как и другие геологические тела, представляют собой компактную массу, состоящую из двух и более горнопородных тел. Границами между ними служат поверхности несогласия и поверхности контактов горнопородных тел разных типов. Объединять в одну формацию разрозненные горнопородные тела нельзя. Это противоречит определению содержания понятия формация как тела. Формационные тела и формации изучены недостаточно, поэтому предложить их классификацию в настоящее время невозможно. Ее можно только предварительно наметить. Следует выделять

три типа формаций: осадочные, магматические и метаморфические, которые подразделяются на классы: гипергенный, седиментогенный и литогенный; вулканогенный и плутоногенный; метаморфизованный и метаморфогенный. При дальнейшем подразделении классов нужно учитывать состав горнопородных тел, их количество и соотношения, что позволит отразить структуру формации.

Классификация геологических тел по времени их образования применяется наиболее широко. Геологическое время, присущее геологическим телам и отражающееся через геологические движения, характеризуется последовательностью и длительностью. Для классификации тел используется время — последовательность. Классификация по времени — длительности не разрабатывается, хотя она имеет не меньшее значение. Классификация тел по времени — последовательности, получившая название стратиграфической, рассматривалась неоднократно. Сущность ее заключается в том, что тела выделяются по последовательности образования. Однако это можно сделать только в том случае, если данные тела были предварительно выделены по другим признакам. Поэтому независимо от признака, по которому тело первоначально выделялось, оно становится стратиграфическим подразделением, после того как было принято его выделение по последовательности образования. Вследствие этого в стратиграфической классификации одно и то же по последовательности образования место могут занимать тела, разные по свойствам, независимо от того, выделены ли они предварительно в соответствии с принципами классификации или нет.

Одна стратиграфическая классификация не только не раскрывает геологическое содержание тел — слагающее их геологическое вещество и другие свойства, но и вуалирует его. При этом создается неправильное представление, что генезис тел со всеми их свойствами обусловлен временем, а не геологическими движениями. В этом выражается специфичность стратиграфической классификации. Обусловлена она отсутствием непосредственной генетической связи между временем и свой-

ствами тел. Чтобы судить по стратиграфическим подразделениям о свойствах тел, необходимо создать классификации тел по другим признакам и коррелировать их со стратиграфической классификацией путем определения времени образования всех тел, составляющих таксоны других классификаций [9].

Применяются три вида стратиграфической классификации — общая, региональная и местная. Единицы общей классификации составляют планетарную стратиграфическую шкалу, с которой коррелируются региональные и местные подразделения. Подразделения фанерозоя в этой классификации являются биостратиграфическими стратонами, а архея и протерозой — тектоно-стратиграфическими. Региональные стратиграфические классификации разрабатываются для отдельных геологических регионов. Здесь единицы — регионрус, горизонт, лона — представляют биостратиграфические стратоны. В геологической картографии эта система почти не используется.

Особое значение в геологической картографии имеет местная стратиграфическая классификация. Местные стратиграфические подразделения как геологические тела непосредственно картируются при геологической съемке, когда определяются слагающее их вещество, форма и границы, а затем они изображаются на геологических картах. Выделение местных стратонов регламентируется Стратиграфическим кодексом СССР [10], но не в соответствии с правилами классификации: к стратиграфическим относятся тела в зависимости от структуры — только слоистые, а не от времени образования. Все тела другой структуры — интрузивные, неслоистые метаморфические, рассматриваются как не стратиграфические [4, 10].

Неприемлемо деление местных стратонов по категориям на таксономические (основные) — комплекс, серия, свита; дополнительные — подсвита, и вспомогательные — толща, пачка, пласт. Согласно кодексу, все они представляют совокупность пород и таким образом, характеризуются одним и тем же признаком. Наряду с этим свита, которая является основной таксономической единицей, выделяется по раз-

ным вещественным признакам: она может быть сложена однородными породами, закономерно чередующимися типами пород или отличаться их разнообразием [10]. Одновременно указывается, что свита как местное подразделение обособляется по комплексу признаков фашиально-литологических или петрографических [10]. Но по комплексу признаков объект может выделяться только в том случае, если его признаки взаимосвязаны и изменения одного из них вызывают адекватное изменение других. У свиты как геологического тела не взаимосвязаны даже такие признаки, как форма и вещество. Форма свиты — слой, а сложена она может быть разным веществом.

Анализ геологических карт, корреляционных стратиграфических таблиц и других материалов показывает, что не только свита, но и другие местные стратиграфические подразделения (серия, толща, пачка) в процессе картирования и составления геологических карт выделяются по разным вещественным признакам, и наряду с этим различные местные стратиграфические подразделения выделяются по одному и тому же признаку: серии, свиты, толщи, пачки могут быть сложены известняками, или песчаниками, или вулканогенными породами одного и разного состава. Поэтому свиты по слагающему веществу нередко соответствуют даже в одном регионе толще, серии, пачке так же, как серия — толще и пачке. Все это является следствием того, что в основе стратиграфической классификации лежат неупорядоченные классификации геологических тел по основному признаку — геологическому веществу. Практически это приводит к тому, что местные стратиграфические подразделения выделяются произвольно [9].

Принципы составления геологических карт. Геологические карты как модели геологического вещества являются основными в комплексе карт разного геологического содержания. Следовательно, они должны в максимальной степени отражать геологические особенности регионов. Степень максимальной определяется возможностями графического метода для принятого масштаба карт. Но независимо от мас-

штаба на геологических картах должны изображаться тела, выделенные по слагающему их геологическому веществу с обязательным указанием времени образования и генезиса вещества в качестве дополнительных признаков, без чего карта не может являться геодинамической моделью, отражающей историю геологического развития. Другие свойства тел указываются в зависимости от их изученности и масштаба карт. Этими требованиями определяется вещественный принцип составления геологических карт всех масштабов. Учитывая, что тела более низкого ранга слагают вещество более высокого ранга, применение этого принципа позволяет отразить структуру вещества, слагающего регион, особенно если на карте изображаются схизогенные тела, подчеркивающие разрывные нарушения [7].

Карты должны отражать закономерности геологического строения в виде существующих в природе разных уровней организации геологического вещества. Для этого в зависимости от масштаба на них изображаются тела определенного уровня и объема. При современной степени изученности геологического вещества и неразработанности уровневой иерархии тел на геологических картах можно изображать тела только двух уровней — горнопородного и формационного. Таким образом, последовательное применение вещественного принципа в уровневом выражении для составления карт в зависимости от их масштаба также является проблемой, которую надо решать путем разработки классификации тел по геологическому веществу.

В настоящее время для составления карт, называемых по традиции геологическими, используется не вещественный принцип, а стратиграфический, и не только для геологических, но и для других карт геологического содержания. Сущность стратиграфического принципа заключается в том, что на картах изображаются стратиграфические тела, т. е. тела, выделенные по времени образования как главному признаку. Все другие признаки тел, включая геологическое вещество, рассматриваются в качестве дополнительных. Они указываются только в легенде или даже вообще не указываются.

С применением стратиграфического принципа составляются обзорные карты масштаба от 1:10 000 000 (и мельче) до 1:2 500 000, региональные масштаба от 1:1 500 000 до 1:500 000 и полистные масштаба 1:1 000 000 и более крупного. В своей основе они являются стратиграфическими, что подчеркивается и построением легенды, условные знаки которой расположены в порядке последовательности образования стратиграфических подразделений. Общая их особенность — недостаточная информативность (или ее отсутствие) о геологическом веществе и его структуре.

Содержание обзорных карт определяется тем, что на них изображаются общие стратиграфические подразделения, а из других тел только плутоногенные, выделяемые по химическому веществу с указанием времени образования. В качестве дополнительных элементов показываются неклассифицированные разрывные нарушения и крапом — химическое вещество эффузивов [1]. Такие карты представляют не одну, а две абстрагированные от геологического вещества модели, наложенные одна на другую — для фанерозоя это модель палеобиологического пространства, структура которого отражает биологическую этапность, а для докембрия — тектоно-стратиграфического пространства. Познать геологическое вещество и историю геологического развития по такой карте невозможно, если она не сопровождается текстовым приложением в виде объяснительной записки.

Региональные карты можно подразделить на две группы. Одни из них составляются так же как обзорные, только в другом масштабе. На картах другой группы дополнительно указывается в легенде вещественный состав выделенных общестратиграфических и местных подразделений. Эти карты несут некоторую информативность о геологическом веществе, слагающем местные стратиграфические и плутоногенные тела; но в целом они стратиграфические. Составление полистных государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:50 000 регламентируется инструктивными указаниями, которыми предусматривается применение стратиграфи-

ческого принципа. Они сопровождаются объяснительными записками. На них изображаются общестратиграфические и местные стратиграфические подразделения, с указанием в легенде слагающих горных пород, и нестратиграфические тела, выделяемые по веществу. Карты масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 мало чем отличаются от региональных более мелкого масштаба и незначительно различаются между собой по геологической информативности.

Более информативны карты масштаба 1:50 000. Однако повышение информативности достигается здесь не в результате усовершенствования методики их составления, а за счет более детального расчленения геологических тел по времени образования в процессе геологической съемки. Классификация тел по веществу при составлении этих карт также не разрабатывается. На них, кроме свит, выделяются подсвиты и пачки с указанием в легенде слагающих горнопородных тел, а из нестратиграфических подразделений, кроме плутоногенных, некоторые метаморфогенные тела — преимущественно контактовые и метасоматические, а также коры выветривания. Изображаются они не в виде тел, выделяемых по веществу, а крапом по стратиграфическим подразделениям, как их вещественная характеристика [4].

Из изложенного следует, что при современном состоянии геологической картографии карты, которые принято называть геологическими, являются моделями не геологического вещества, а последовательного образования во времени разных геологических тел в той неупорядоченной их классификации, которая существует в геологии.

К категории карт, которые составляются с применением вещественного принципа, относятся металлогенические и гидрогеологические, представляющие собой модели геологического вещества, выраженные путем изображения тел, выделенных по отдельным компонентам геологического вещества: по твердым полезным ископаемым — металлогенических тел, по подземным водам — гидрогенных тел. Такие карты отражают закономерности размещения отдельных компонентов вещества, их генетические, структурные и

другие связи с вмещающим геологическим веществом [8]. Методика их составления подлежит рассмотрению в отдельной статье.

Заключение. Стратиграфический принцип составления геологических карт, принятый более ста лет назад как соответствующий уровню знаний того времени о геологическом веществе, способствовал не только развитию геологической картографии, но и геологии в целом, являясь основным для выделения геологических тел и определения последовательности их образования как основы познания истории геологического развития. По мере накопления новых геологических данных все в большей степени выявлялось ограничительное значение стратиграфического принципа составления карт. В наше время он не способствует совершенствованию геологической картографии, не стимулирует изучение геологического вещества, геологических тел и совершенствование их классификации, без чего геология не может развиваться. Геологическая классификация — это фундаментальная проблема геологии. Она должна решаться безотлагательно. Основной метод ее решения — изучение геологических тел со всеми их свойствами, что должно производиться путем полевых и лабораторных исследований. Отсюда следует значение геологической съемки-50, основной задачей которой должно стать наряду со стратиграфическими исследованиями всестороннее изучение геологического вещества и геологических тел, их классификация и составление геологических карт по вещественному принципу. Стратиграфический принцип в виде указания времени образования тел должен применяться в качестве дополнительного при вещественном принципе.

Разработка классификации геологических тел и упорядочение понятийной базы процесс длительный, но откладывать его нельзя. Помимо решения проблемы классификации при геологической съемке-50 необходимо вести в этом направлении анализ имеющихся материалов в виде геологических карт разного масштаба и содержания и литературных данных, создать руководство, излагающее теоретическую основу геологической классификации. Уже

при геологической съемке-50 должны составляться геологические карты с применением вещественного принципа. Одновременно по мере разработки классификации тел по веществу с выделением их уровневых и таксономических категорий следует переходить к составлению карт более мелкого масштаба с применением вещественного принципа. Его применение будет стимулировать изучение геологического вещества; карты, составленные по этому принципу, являясь подлинными моделями геологического вещества, отражающими его структуру и другие свойства, закономерности образования и развития. Только такие карты могут служить надежной геологической основой для составления специализированных карт различного содержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. Д. В. Наливкин. Л., 1980.

УДК 550.8.003.13

Информационный подход к оценке эффективности геологоразведочных средств

Н. К. КУРБАНОВ (ЦНИГРИ), В. Т. БОРИСОВИЧ (МГРИ), М. М. МАМЕДОВ, В. М. ЭППЕЛЬБАУМ, З. М. МАРЬЯХИН (ЮЖЦНИГРИ)

Управление геологоразведочным процессом — многоплановая проблема, формализация которой привлекает внимание многих исследователей [5, 11]. Вместе с тем, ряд перечисленных ниже особенностей геологоразведочного производства существенно затрудняют реализацию процедуры принятия решений на разных уровнях управления.

Вероятностная природа геологоразведочного процесса: неопределенность наших знаний (представлений) об исследуемом участке земной коры уменьшается от стадии к стадии по мере получения новой геологоразведочной информации, однако так до конца и не устраняется, вплоть до полной отработки месторождения. Введен ряд параметров, характеризующих это свойство процесса. Так, Л. И. Четвериков [11] определяет понятие — вероятность

2. Геологические тела.— М.: Недра, 1986.
3. Геологические формации.— М.: Недра, 1982.
4. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50 000. Содержание и особенности оформления/В. Д. Вознесенский, А. С. Кумпан, Ю. П. Ненашев и др.// Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л., 1986. С. 98—106.
5. Забродин В. Ю., Оноприенко В. И., Соловьев В. А. Основы геологической картографии.— Новосибирск: Наука, 1986.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.
7. Спичарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР.— Л.: Недра, 1973.
8. Спичарский Т. Н. Принципы классификации геологических тел, как основы геологического картографирования//Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л., 1986. С. 11—32.
9. Спичарский Т. Н. Геологическое время и стратиграфическая классификация//Сов. геология. 1987. № 8. С. 45—59.
10. Стратиграфический кодекс СССР/Под ред. А. И. Жамойды.— Л.: Недра, 1955.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

© Коллектив авторов, 1990

разведки, которая складывается из вероятности разведочной сети и вероятности интерпретации данных разведки.

Р. Барн [13] вероятностную природу геологоразведочного процесса выражает тремя основными вероятностями:

P_1 — априорная вероятность существования месторождения на исследуемом участке земной коры;

P_2 — достоверность геологических исследований;

P_3 — вероятность рентабельности месторождения по данным технико-экономических исследований (добыча, обогащение, металлургический передел).

Рассматривая эти вероятности как независимые, он вводит понятие «риск разведки»: $P = P_1 \cdot P_2 \cdot P_3$.

При проведении разведочных работ, когда на предыдущих стадиях положительная оценка участка осуществлена, достоверность разведки, характеризующая вероятность P_2 , имеет преобладающее значение. Анализ достоверности исследований непосредственно приводит к рассмотрению одного из главных аспектов деятельности геологоразведочной отрасли — информационного.

Огромный фактический материал в виде карт, схем, словесных описаний и прочих документов постоянно дополняется, обновляется, пересматривается; большое количество факторов геологического, экономического и социального порядка влияет на судьбу исследуемого месторождения. Масштабы этой информации поистине уникальны, причем они увеличиваются от стадии к стадии. Такие объемы информации способны обработать только современные компьютеры. Отсюда необходимость широкого внедрения ЭВМ в управление геологоразведочным процессом. Диапазон внедрения компьютерной техники в зависимости от уровня организации колеблется от простого использования ЭВМ для обработки громадного статистического материала до создания автоматизированных систем управления геологоразведочным производством. Вся совокупность факторов и параметров, влияющих на геологоразведочный процесс, может быть объединена в следующие группы [1]: геологические, физико-географические, технические, технологические, организационные, экологические, социальные, экономические.

Значительное влияние имеют суждения и решения, принимаемые человеком (в общем случае лицом, принимающим решение, — ЛПР), на характер и результаты геологоразведочного процесса.

Основатель нового научного направления — нечеткого подхода — Л. Заде [3] разделил все системы на два вида: механистические, которые функционируют согласно жестко детерминированным уравнениям, и гуманистические, в которых существенную роль играют опыт, знания и решения, принимаемые человеком.

Отрасль «геология и разведка» — типичная гуманистическая система,

функционирование которой во многом определяется действиями и решениями человека.

Управление геологоразведочным процессом должно обеспечивать возможность формализованного принятия решений даже на таких уровнях, где оно обычно достигается на основе опыта и знаний человека. Это вызывает необходимость создания диалоговых, человеко-машинных систем управления. Наиболее высокий уровень — создание так называемых прикладных систем искусственного интеллекта [2, 7], в частности, экспертных систем, позволяющих «копировать» рассуждения и логику выводов специалиста и помогать принимать решения в конкретных ситуациях.

Поскольку приведенные особенности отображают естественные свойства геологоразведочного процесса, то разрабатываемые методики, и прежде всего методология, должны ориентироваться на эти свойства.

Перейдем к рассмотрению основ построения системы оценивания эффективности и выбора рационального комплекса средств разведки рудных месторождений. Обозначим геологоразведочные средства через X_j ($j = \overline{1, m}$), комплексы разведочных средств через S_i ($i = \overline{1, n}$).

Определение. Будем называть геологоразведочным комплексом совокупность геологоразведочных средств (горных, буровых, геологических, геофизических и геохимических), применяемых в определенной последовательности во времени и пространстве и направленных на достижение целей разведки. Следовательно, геологоразведочный комплекс есть объединение средств разведки $S = \bigcup_j X_j$. Введем критерии эффективности функционирования комплексов:

C — приведенные затраты на реализацию комплекса (стоимостной критерий);

T — время на реализацию комплекса (временной критерий);

I — информативность комплекса (информационный критерий).

Тогда задача многокритериального оценивания и выбора рационального комплекса средств разведки сформулируется так: выбрать комплекс $S^0 \in S_i$

($i=1, n$), который составляет экстремум векторной функции $F=\{CTJ\}$. При этом первые два критерия детерминируют экономическую эффективность функционирования комплекса и минимизируются, третий — геологическую эффективность и максимизируется. Наибольший исследовательский интерес представляет разработка информационного критерия эффективности геологоразведочных средств и комплексов.

Поскольку основное назначение средств разведки — получение информации о параметрах разведываемых участков недр, то отсюда вытекает доминирующее значение информационного критерия при сравнительном анализе эффективности геологоразведочных средств и комплексов, т. е. естественно сравнивать эффективность различных средств разведки по их информационным возможностям. Методологической основой построения информационного критерия является распространение общенаучного подхода к геологоразведочной информации, представляющей собой результат работы.

С методологической точки зрения принято рассматривать информацию на трех уровнях: синтаксическом (количество), семантическом (смысл) и прагматическом (ценность).

На синтаксическом уровне информация исследуется только с точки зрения ее количества. Вся классическая теория информации целиком относится к синтаксическому уровню. На семантическом уровне учитывается смысловое содержание поступивших сигналов, а на прагматическом информация рассматривается с точки зрения ее полезности для потребителя.

Конструирование информационного критерия должно отвечать указанным уровням и позволять строить синтаксические, семантические и прагматические оценки информационных возможностей геологоразведочных средств. Единый — семиотический [8] — информационный критерий является объединением информационных оценок трех уровней.

Геологоразведочная информация как часть общенаучного понятия информации должна рассматриваться на трех уровнях и оцениваться по количеству и качеству. В оценку качества вклю-

чается смысл, достоверность и ценность геологоразведочной информации. Каждое средство разведки предназначено для ее получения, следовательно, для сравнения средств по эффективности необходимо оценить полноту и достоверность информации, получаемой этими средствами при исследовании геологических признаков. Это соответствует методологическому подходу к определению эффективности систем как степени выполнения свойственных системе функций [6]. Значит, прежде всего надо определить комплекс целевых требований, предъявляемых к функционированию системы. Для геологоразведочных средств этот комплекс включает целевые признаки, информация о которых должна быть получена в результате разведки. Перечень этих признаков содержится в инструкциях [4], разработанных для каждого типа месторождений. Подчеркнем, что все эти признаки целевые, т. е. являются элементами достижения целей разведки. Поэтому такое определение эффективности геологоразведочных средств методологически замыкается на конечный результат разведки.

Множество целевых требований $\{R_k\} k=1, L$ включает признаки, описывающие геометрию рудного тела (протяженность, мощность, выдержанность и др.), содержание полезного компонента, взаимосвязь с вмещающими породами, строение руд и пр. Комплекс $\{R_k\}$ может быть условно разбит на шесть крупных групп признаков:

- R_1 — морфология рудных тел,
- R_2 — геолого-структурные условия залегания рудных тел,
- R_3 — внутреннее строение руд,
- R_4 — состав руд,
- R_5 — характеристика вмещающей среды,
- R_6 — инженерно-техническая характеристика месторождения.

Комплекс $\{R_k\}$ содержит в целом неравнозначные признаки. Так, лицо, принимающее решение (ЛПР), может предпочитать признаки, характеризующие геометрию рудного тела или содержание полезного компонента, т. е. описывающие запасы, признакам, которые описывают текстуру руд, зоны окисления и др. Эта неравноценность означает, что для ЛПР все признаки

априорно обладают некоторыми приоритетами, которые будем задавать весовыми коэффициентами α_k . Следовательно, множеству $\{R_k\}$ соответствует множество приоритетов $\{\alpha_k\}$. Такое введение приоритетности признаков описывает прагматический уровень информации.

Каждое средство X определяет некоторый признак R с некоторой достоверностью D , $0 \leq D \leq 1$. Достоверность D характеризует возможность средств по оценке тех или иных целевых признаков. Чем больше целевых признаков определяет данное средство, чем выше достоверность такого определения, чем выше приоритетность устанавливаемых признаков, тем больше информативность средства, выше его эффективность. Следовательно, информативность геологоразведочного средства детерминирована полнотой и достоверностью определения комплекса целевых признаков и их ценностью.

Для построения многоуровневых оценок информативности геологоразведочных средств и комплексов специально разработан структурный подход, при котором для каждого целевого признака (или группы признаков) строится структура, полностью представляющая семантику признака. Так, в структуру признака R_1 — морфология рудного тела — входят такие содержательные понятия, как мощность рудного тела, его протяженность, выдержанность, характеристика зон минерализации и др.

Определение. Назовем структурой признака совокупность составляющих его элементов в их естественной последовательности и иерархической подчиненности. Структуры включают блоки двух типов: типа «И» (конъюнктивные) и типа «ИЛИ» (альтернативные).

Конъюнктивными называются блоки, элементы которых могут определяться одновременно и независимо друг от друга; альтернативными — блоки, из совокупности элементов которых должен быть выбран один. Альтернативные блоки — обязательные элементы структуры, поскольку информация появляется там, где есть разнообразие, есть выбор. Так как любая структура включает блоки двух указанных типов,

то для расчета информативности структуры достаточно ввести принцип определения информативности конъюнктивных и альтернативных блоков. Исходной элементарной информационной единицей структуры является информативность альтернативного блока.

Информативность альтернативного блока, включающего N элементов, вычисляется по формуле Хартли: $J = -\log_2 N$. Это информативность выбора одного элемента из равновероятных.

Информативность конъюнктивного блока определяется суммированием информативности составляющих его элементов.

Эти два правила позволяют рассчитать информативность любой структуры по ее внешнему виду, т. е. по конъюнктивным и альтернативным блокам. Единицей информативности структуры в такой процедуре расчета служит единица информации — бит.

Полная информативность структуры признака R равна ее неопределенности; зная ее, можно говорить о том максимальном количестве информации, которое может быть получено по этому признаку при применении некоторого геологоразведочного средства. Однако реально каждое средство может получать информацию не по всем признакам и не по каждому из них со стопроцентной достоверностью. Следовательно, информативность геологоразведочного средства составляет лишь часть полной информативности структуры. Регулятором, показателем информационных возможностей геологоразведочных средств выступает достоверность; она играет принципиальную роль при детерминировании информативности средств.

С методологической точки зрения возможны два подхода к рассмотрению достоверности: вероятностный и доверительный. Вероятностный подход трактует достоверность средства X_i по отношению к признаку R_k как частоту выдачи правильной информации о признаке данным средством. Доверительный подход интерпретирует достоверность средства X_i по отношению к признаку R_k как степень доверия к этому средству по отношению к данному признаку. Она не является частотной характеристикой средства и отражает уверенность в средстве, под-

тверждаемую, как правило, опытом или экспериментально.

С учетом введенного понятия достоверности средства по отношению к признаку расчет информативности средства будем вести через достоверность (вероятность) разделения альтернатив (P) на структуре признака по формуле Шеннона: $I = -\sum P_i \log_2 P_i$.

Тогда информативность средства X по отношению к признаку R будет равна разности информативности (неопределенности) структуры признака R до и после применения средства $I_{X^R} = I^R - I_{X^R}^*$. Это абсолютная информативность средства (в битах). Относительная информативность средства X по отношению к признаку R равна: $I = I_{X^R}/I^R$, где I^R — информативность структуры признака R .

Зная оценки информативности средства X по отношению к каждому признаку R_k , можно простым объединением получить суммарную оценку информативности средства X по отношению ко всему комплексу целевых признаков $\{R_k\}$, т. е. полную информативность средства X .

Подчеркнем, что построенные оценки информативности средства (типа I_{X^R}) являются свернутыми информационными оценками семиотического типа, так как включают в себя характеристики всех трех уровней информации: количественную синтаксическую оценку информативности по формулам Шеннона — Хартли; семантическую оценку через посредство структур, выражающих смысл признака; прагматическую оценку путем введения приоритетности признаков.

Описанная методика определения информативности геологоразведочных средств (структурный подход) может быть распространена на комплексы средств разведки. Поскольку задачи и цели, решаемые последними, аналогичны задачам, решаемым отдельными средствами, все целевые признаки остаются справедливыми для комплексов средств разведки, а разработанные структуры признаков являются основой расчета информативности геологоразведочных комплексов. В полной мере это относится к приоритетному ранжированию признаков. Принципиально меняется только достоверность определения целевых признаков в результа-

те комплексирования геологоразведочных средств. Очевидно, в результате комплексирования увеличивается достоверность разделения альтернатив в блоках структур признаков, что приводит к увеличению информативности комплекса средств. Процедура пересчета достоверности комплекса средств по достоверностям отдельных средств рассмотрена в работе А. Урсула [9].

Завершающий этап методики определения информативности геологоразведочных средств и комплексов (построения информационного критерия) — это процедура пространственной интерпретации (моделирования) данных локальных замеров, она описана В. М. Эппельбаумом и др. [12].

В качестве объекта моделирования пространственного распределения достоверности замера признаков (а следовательно, информативности разведочных средств) выбирается произвольная ячейка разведочной сети. Узлы ячейки являются точками локального замера. Функция пространственного распределения достоверности замера значения признака внутри ячейки сети представляет собой плавную кривую, максимальные значения которой достигаются на концах (в узлах сети), а минимальное — в середине ячейки. Первоначальная ячейка сети разбивается на более мелкие ячейки, таким образом она покрывается новой, более густой сетью узлов; в совокупности новая сеть узлов будет являться дискретным аналогом бесконечного числа точек ячейки. Такая замена позволяет каждому узлу новой сети приписать значение достоверности измеряемого признака, моделируемое кривой функции пространственного распределения, а затем пересчитать информативность средства по отношению к данному признаку в каждом узле новой сети. Суммируя значения информативности во всех точках вновь построенной сети, получаем оценку информативности средств для всей ячейки сети. Этот расчет дает возможность сравнить информативность пространственных и локальных средств по всему комплексу признаков.

Резюмируя представленные системы многокритериального оценивания эффективности геологоразведочных средств и комплексов, приведем сле-

Таблица 1

Расчет информативности геологоразведочных средств по отношению к целевым признакам

Признак	Полная информативность признака (J), бит	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
R_1	14,336	5,813 40,548	11,98 83,566	3,342 23,31	1,545 10,774	3,188 22,24	2,138 14,915	2,441 17,028	1,919 13,386	2,256 15,73	0,929 6,47
R_2	12,088	4,339 35,895	5,664 46,856	0,949 7,854	0,225 1,865	0,390 3,301	—	1,058 8,75	1,732 14,33	0,249 2,05	0,226 1,87
R_3	8,656	2,142 24,746	3,489 40,307	2,632 30,406	2,574 29,736	—	—	2,632 30,406	0,124 1,432	6,36 73,19	2,452 28,32
R_4	20,424	7,951 38,929	13,361 65,418	—	—	—	—	—	—	0,069 0,34	—
R_5	29,648	21,517 72,576	22,685 77,19	—	—	—	—	—	—	3,847	—
Σ	85,152	41,762 49,04	57,379 67,38	6,923 8,13	4,344 5,101	3,587 4,213	2,133 2,511	6,131 7,199	3,775 4,433	12,757 14,98	3,607 4,23

Примечание. В числителе — полная информативность (бит), в знаменателе — относительная информативность (%) по отношению к информативности признака; пропуски — соответствующие признаки не определяются указанными средствами.

дующую последовательность процедур реализации методики.

1. Формирование исходного множества оцениваемых геологоразведочных средств $\{X_i\}$ и комплексов $\{S_i\}$.

2. Формирование множества целевых признаков $\{R_k\}$.

3. Построение структур целевых признаков.

4. Определение достоверности геологоразведочных средств (комплексов) по отношению к целевым признакам.

5. Построение многоуровневых информационных оценок эффективности геологоразведочных средств и комплексов (информативность локального замера).

6. Пространственная интерпретация данных локального замера (информативность пространственного замера).

7. Многокритериальное оценивание и выбор рационального комплекса средств разведки.

Представляемая методика апробирована при сравнительном анализе ин-

формативности (геологической эффективности) средств разведки, реализованных на одном из золоторудных месторождений Средней Азии (стадия предварительной разведки).

Множество целевых признаков разбивалось на пять групп: R_1 — морфология рудных тел, R_2 — геолого-структурные условия залегания рудных тел, R_3 — внутреннее строение руд, R_4 — состав руд, R_5 — характеристика вмещающей среды. Конкретные структуры приведены В. Т. Борисовичем и др. [1]. Анализу подверглись следующие геологоразведочные средства: 1) буровые скважины, 2) горные выработки (штольни), 3) сверхдлинноволновое радиоэлектromагнитное профилирование (СДВР) — подземный вариант, 4) СДВР — наземный вариант, 5) терморазведка, 6) измерение физических свойств, 7) гравиразведка (подземная и наземная), 8) магниторазведка, 9) гаммаспектрометрия, 10) каппаметрия.

Таблица 2

Результаты информативности комплексов геологоразведочных средств

Признак	Полная информативность признака (J), бит	Горно-буровой комплекс, бит/%	Геофизический комплекс, бит/%	Полный разведочный комплекс, бит/%
R ₁	1161,216	$\frac{318,08}{27,39}$	$\frac{517,574}{44,57}$	$\frac{959,688}{82,65}$
R ₂	979,128	$\frac{409,86}{41,86}$	$\frac{133,1721}{13,60}$	$\frac{457,69}{46,74}$
R ₃	701,136	$\frac{172,624}{24,62}$	$\frac{513,216}{73,197}$	$\frac{646,947}{92,271}$
R ₄	1654,344	$\frac{1082,241}{65,42}$	$\frac{5,629}{0,34}$	$\frac{1082,241}{65,42}$
R ₆	2401,488	$\frac{1970,114}{82,037}$	$\frac{311,575}{12,97}$	$\frac{1970,114}{82,037}$
Σ	6897,312	$\frac{3952,92}{57,311}$	$\frac{1481,166}{21,47}$	$\frac{5116,681}{74,18}$

В табл. 1 обобщены результаты расчета информативности указанных средств (информативность локального замера) по отношению к каждому признаку (R₁—R₅), а также их комплексу (Σ). Нумерация средств в таблице отвечает вышеприведенной.

Можно видеть, что между горно-буровыми (1—2) и геофизическими (3—10) средствами наблюдается значительный разрыв в информативности локального замера, обусловленный соотношением возможностей прямого и косвенного локального замера.

Информативность всего разведочного комплекса составила 74 % от максимальной информативности признаков (табл. 2). Это довольно высокий процент для предварительной стадии разведки. Значительно сократился разрыв информативности между геофизическими и горно-буровыми средствами как за счет комплексирования геофизических методов, так и пространственности этих средств (21 и 57 % соответственно для геофизического и горно-бурового комплекса). На-

конец, относительный прирост информативности геофизических средств по отношению к горно-буровому комплексу составил 29,4 %.

Описанная методика определения эффективности функционирования комплекса разведочных средств на базе информационного критерия отвечает сути геологоразведочного процесса, информационного по своей природе, и будет служить основой создания прикладной экспертной системы многокритериального оценивания комплексов средств разведки рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисович В. Т., Эппельбаум В. М. Оптимизация разведки месторождений рудных полевых ископаемых в горных районах.— М.: Недра, 1988.
2. Гуревич А. Е. О задачах создания интеллектуальных систем в геологии//Сов. геология. 1989. № 9. С. 10—17.
3. Заде Л. Понятие лингвистической переменной и его применение к принятию приближенных решений.— М.: Мир, 1976.
4. Инструкция о содержании, оформлении и порядке представления в ГКЗ СССР и ТКЗ материалов по подсчету запасов металлических и неметаллических полезных ископаемых.— М.: ГКЗ СССР, 1984.
5. Каждан А. Б. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Научные основы поисков и разведки.— М.: Недра, 1984.
6. Меерович Г. Ш. Анализ эффективности: принцип, критерии, опыт.— М.: Знание, 1979.
7. Определение достоверности результатов применения комплекса геологоразведочных средств по заданным достоверностям элементов комплекса/Б. Э. Хесни, В. М. Эппельбаум, З. М. Марьяхин и др.— М., 1988. Деп. в ВИНТИ, № 3566-В-88.
8. Тепанди Я. Я. Прикладные системы искусственного интеллекта и автоматизации построения программного обеспечения// Программирование. 1989. № 1. С. 61—70.
9. Урсул А. Д. Информация. Методологические аспекты.— М.: Наука, 1971.
10. Черри К. Человек и информация (Критика и обзор).— М.: Связь, 1972.
11. Четвериков Л. И. Теоретические основы разведки недр.— М.: Недра, 1984.
12. Эппельбаум В. М., Марьяхин З. М., Степанян Э. С. Сравнительный анализ эффективности комплексов разведочных средств.— М., 1989. Деп. в ВИНТИ, № 2268-В-89.
13. Burn R. G. Exploration risk. CIM Bulletin. October 1984. Vol. 77. No 870. P. 55—61.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.



УДК 553.98(280)

© Коллектив авторов, 1990

Геодинамические предпосылки нефтегазоносности осадочного чехла в Мировом океане

И. С. ГРАМБЕРГ (ВНИИОкеангеология), Е. Н. ИСАЕВ, Л. Э. ЛЕВИН (ВНИИЗарубежгеология), И. М. МИРЧИНК (Мингео СССР), О. В. ВАСИЛЬЕВА, Ю. А. ВИСКОВСКИЙ (ВНИИЗарубежгеология)

Потенциально нефтегазоносные осадочные бассейны в Мировом океане преимущественно приурочены к переходным зонам от континента к океану. Это сложные, гетерогенные образования в областях распространения и сиалической, и симатической коры. При общей площади Мирового океана 360 млн км² они занимают 80 млн км², в том числе (млн км²): на шельфе — 19,3; на континентальном склоне — 20,4; в глубоководных котловинах — 39,4. Причем 89 % разведанных запасов нефти сосредоточено в шельфовой части, в то время как на внутриконтинентальные бассейны всех типов приходится 11 % нефти и 32,1 % газа [5, 7].

Новые геодинамические предпосылки нефтегазоносности осадочных бассейнов океанов и континентов [1—12, 14 и др.] отнюдь не отрицают известные ранее (тектонические, литолого-стратиграфические, геохимические и др.), а являются дополнительным и весьма существенным генетическим критерием определения в совокупности, т. е. методами системного анализа, нефтегазоносного потенциала осадочных бассейнов, их районирования по степени перспективности. Они повышают также степень достоверности локального прогноза. Последний на современном уровне освоения ресурсов углеводородов направлен на обнаружение крупных скоплений в сложной тектонической обстановке больших глубин чехла — в поднадвиговых зонах, котловинах ряда краевых морей, на континентальных склонах пассивных окраин и в сопредельных районах глубоководных котловин.

Геодинамика, прежде всего, контролирует формирование осадочных бассейнов разных генетических типов. С позиций осадочно-миграционной те-

ории происхождения нефти и газа типы бассейнов различаются длительностью и направленностью развития, изменениями интенсивности теплового потока во времени и пространстве, особенностями геофлюидодинамики, а, кроме того, по таким признакам как возрастной диапазон чехла и его мощность; степень участия в составе чехла глубоководных котловин неуплотненных осадков, не обладающих условиями для консервации залежей; вертикальный и латеральный ряды формаций; палеогеографическая обстановка седиментации, а следовательно, и обогащенность разреза органическим веществом; условия залегания потенциально нефтегазоносных толщ (на сиалической, субсиалической, субсиматической и симатической коре); наличие специфических видов ловушек (сбросо-сдвиги, надвиги) или пород-коллекторов и пород-покрышек вулканогенного генезиса. Таким образом, в теоретическом плане генетический тип бассейна качественно учитывает весь комплекс параметров, необходимых для нефтегазообразования и накопления.

В Мировом океане выделяются следующие типы нефтегазоносных бассейнов [2, 7]: океанские (преимущественно бесперспективные или малоперспективные); современных активных окраин (пред-, внутри- и задуговые); переходной области к современным активным окраинам («отгороженные» и спрединговые краевые моря); переходной области древней пассивной окраины, испытывающей коллизии с мезозойско-кайнозойскими островными дугами (краевых морей типа Восточного Средиземноморья); современной пассивной окраины (спрединговые и доспрединговые — Арктического шельфа).

Собственно геодинамические предпосылки могут быть разделены на две основные группы — прямые и косвенные (опосредованные). Первая дифференцируется на две подгруппы предпосылок — общие и частные. Показатели этих групп и подгрупп в разных сочетаниях определяют специфику нефтегазоносности в бассейнах разных генетических типов.

Общие геодинамические предпосылки касаются бассейнов всех генетических типов и включают: траекторию движения плит, отражающую временной интервал прохождения зон повышенной биогенной продуктивности; время и масштаб рифтогенеза; начало и изменение пространственного положения осей спрединга; внутриплитные деформации и напряженное состояние; особенности геофлюидодинамики. Частные предпосылки присущи отдельным типам бассейнов и обусловлены: термобарической обстановкой; флюидным режимом и его изменениями во времени и пространстве; вулканизмом — как признаком распространения новых типов коллекторов и покрышек; возникновением структурных ловушек в связи с горизонтальными движениями; изменениями знака вертикальных движений.

Косвенные предпосылки, подобно частным, в разных сочетаниях имеют место в каждом из генетических типов бассейнов и обусловлены влиянием взаимодействия верхней мантии и литосферы на тектоническую позицию нефтегазоносных толщ, седиментацию, диагенез, нефтегазообразование и нефтегазонакопление. Соответственно они включают: тип и масштаб коллизий, контролирующие особенности нефтегазоносности в поднадвиговых зонах; скорость седиментации и степень компенсации нисходящих движений осадконакоплением; степень обогащения осадочных слоев органическим веществом; положение в разрезе зон нефтегазообразования, в том числе влияние эманаций мантии на газонакопление; распространение «аномальных» для глубоководных котловин ареалов консолидированных пород.

Из перечисленных геодинамических предпосылок рассмотрим только касающиеся рифтогенеза и спрединга, вулканизма, «аномальных» ареалов

консолидированных пород и флюидного режима. При этом учитывается, что одной из основных закономерностей формирования всех типов нефтегазоносных бассейнов в Мировом океане является их связь с рифтогенными прогибами, возникающими в среднем — позднем мезозое и на разных отрезках кайнозойской эры. Рифтогенез повсеместно был обусловлен внедрением в литосферу мантийных диапиров, что способствовало вулканической активности, росту температуры и давления в нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных толщах выполнения бассейнов, повышенному влиянию эманаций из мантии на флюидный режим и диагенез.

Мантийный диапиризм, контролирующий рифтогенез и спрединг, на протяжении последних 150 млн лет геологической истории (как и на предыдущих ее этапах) испытывал неоднократную миграцию пространственной позиции, что, в свою очередь, отражалось в возрастном диапазоне осадочного чехла, а также в изменении интенсивности теплового потока во времени и пространстве. Так, в шельфовой области бассейнов пассивных окраин ранняя рифтовая стадия, отвечающая палеозою — средней юре, имела место в центральном секторе Атлантического и на востоке и западе Индийского океанов. В южной части Атлантического и северной Индийского океанов события этой стадии происходили лишь в поздней юре — раннем мелу.

Перестройка позиции мантийного диапиризма повлияла на положение контакта между симатической и сиалической корой, являющегося тектонической границей континент—океан*. Эта граница может проникать далеко в глубь континента либо, напротив, отступать в сторону океана. Первое происходит вследствие преимущественно ранней стадии рифтогенеза на континентальных окраинах с его обновлением, иногда под влиянием позднелюрско-раннемелового спрединга в океанах. Так, на востоке Кении (Африка) граница континент — океан совпадает

* Геоморфологическая граница континент — океан контролируется сочетанием интенсивной аккумуляции и абразии.

с поднятием Ламу и протягивается в 300 км западнее береговой линии. Упомянутое поднятие пересекается рифтом Анза северо-западного простирания, находящегося в дискордантном соотношении с более молодой Восточно-Африканской рифтовой системой и продолжающегося в Южный Судан (К. Риивес и др., 1986). Рифт Анза, в свою очередь, пересечен позднекайнозойской Восточно-Африканской рифтовой системой. Прямыми, но иногда сдвинутыми по времени образованиями, аналогами рифта Анза являются рифты Бенуэ, Реконкаво, Парентис, Викинг, Уренгойский. Все они, будучи поперечными к пассивным окраинам, обладают сдвиговой компонентой, подобной смещениям по трансформным разломам. Сдвиги во многих случаях являются экраном на пути миграции углеводородов и определяют размещение залежей нефти и газа.

На океаническом крыле бассейнов пассивных окраин в строении чехла участвуют «аномальные» ареалы консолидированных пород, представленные формациями не только континентального и мелководно-морского, но и глубоководного генезиса. Они развиты преимущественно в верхнелюрско-нижнемеловом и верхнемеловом — эоценовом комплексах. Образование этих ареалов обусловлено как нисходящими движениями блоков по листрическим разломам (для первых двух видов формаций), так и, по-видимому, диагенезом глубоководных осадков под воздействием гидротермальных эманаций в рифтах. Наличие эманаций в геологическом прошлом подтверждается присутствием на разных уровнях в чехле рудоносных горизонтов, вскрытых глубоководным бурением. Значение «аномальных» ареалов в нефтегазоносном отношении определяется: 1) наличием в их разрезе пород-коллекторов и пород-покрышек в отличие от типичного чехла глубоководных котловин, представленного неуплотненными осадками; 2) развитием структурных и других типов ловушек для углеводородов; 3) сопряжением с крупными очагами нефтегазообразования в осевых зонах бассейнов пассивных окраин Индийского и Атлантического океанов; 4) миграцией углеводородов из указанных осевых зон в

сторону рассматриваемых ареалов. Миграция вызвана превышением на 5—10 км подошвы чехла в пределах ареалов уплотненных осадков относительно ее положения в осевых зонах бассейнов пассивных окраин.

Максимальным масштабом рифтогенеза и сопутствующих ему процессов отличается направленность формирования бассейнов современной активной и переходной области от аналогов пассивной к современной активной окраине, т. е. расположенных преимущественно в регионах обрамления ложа Тихого океана. Именно эти бассейны выделяются наличием 7 % залежей углеводородов в вулканогенно-осадочных породах. Взаимосвязи вулканизма и нефтегазоносности неоднозначны. К отрицательным связям относятся: высокая вероятность разрушения залежей при внедрении магматических тел в осадочную толщу; ухудшение гранулометрического состава осадков вследствие обильного поступления пирокластики; заполнение ловушек азотом, а не углеводородными газами.

В то же время вулканизм может оказывать положительное влияние на нефтегазообразование и нефтегазонакопление. Так, монтмориллонит — продукт изменения вулканического стекла — является катализатором при процессах преобразования органического вещества в углеводороды. Нефтегазообразованию способствует также повышенный тепловой поток. Кроме того, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы в определенных геологических условиях представляют собой либо породы-коллектора, либо породы-покрышки.

Породы-покрышки типа пластовых тел базальтов распространены главным образом в бассейнах современной пассивной окраины. Они экранируют залежи на шельфе северо-западной части Австралии и Гвинейского залива. Изучение коллекторов вулканогенного генезиса было проведено на примере островных дуг северо-западного обрамления Тихого океана и древних островодужных систем в Кавказском регионе, нефтегазоносность которых подтверждена открытием промышленных месторождений. При этом сопоставлялись результаты опытно-методических полевых работ и лаборатор-

ных определений параметров с опубликованными данными по месторождениям Японии [3]. По различным районам были получены идентичные выводы. Среди вулканогенных коллекторов лавы обычно имеют более благоприятные физические свойства, чем пирокласты, а кислые породы — чем основные. Это связано с увеличением проницаемости за счет тектонической трещиноватости. Формирование пород-коллекторов определяется стадией эволюции островодужной системы и направленностью вулканизма в отдельных ее звеньях, а также особенностями постседиментационных процессов. По физическим свойствам наиболее благоприятны риолитовые и риолитацитовые туфы.

Для анализа перспективности системы активных окраин требуется также выяснение петрологии вулканизма и термобарических условий в чехле. Оба эти признака существенно изменяются вкрест и по простиранию седиментационных бассейнов. Наиболее высокая положительная оценка перспективности зависит от сочетания трех критериев: наличия в разрезе риолитацитовой (зеленотуфовой) формации; термобарических условий, способствующих нефтегазообразованию в осадочных слоях и миграции углеводородов к вулканогенным коллекторам; залегания этих коллекторов в условиях, благоприятных для нефтегазонакопления. Необходимо также учесть влияние флюидных эманаций мантии, установленных ныне в зонах растяжения литосферы разного масштаба — от ограниченного внутридугового рифтогенеза до осей спрединга в океанах и морях.

Все бассейны обладают общими и индивидуальными признаками, контролирующими геофлюидодинамический процесс и его влияние на генерацию и аккумуляцию углеводородов. Общие определяются природой флюидного режима: закрытостью недр, термобарическим градиентом и его изменением во времени и пространстве, распределением напряжений в осадочном чехле, степенью диагенетического изменения осадков (уплотнение глинистых толщ, наличие консолидированных отложений в составе чехла глубоководных котловин и т. д.).

Индивидуальные признаки зависят от изменения геодинамических обстановок в бассейнах разных генетических типов и включают: взаимосвязь направлений флюидного потока и генерации углеводородов; постоянство или изменение направлений флюидного потока по времени; соотношение между направлениями флюидных потоков в разных нефтегазоносных этажах; степень возрастания термобарических градиентов в процессе эволюции бассейнов; зависимость флюидного потока и масштабов нефтегазоносности от распределения напряжений сжатия; степень релаксации флюидного режима; влияние эманаций мантии на флюидный поток.

По особенностям флюидного режима в целом бассейны Мирового океана всех генетических типов отличаются от внутриконтинентальных отсутствием его релаксации, поскольку в их эволюции преобладают нисходящие движения над восходящими. Бассейны современных активных и пассивных окраин характеризуются относительным постоянством во времени направлений флюидного потока. Напротив, бассейны переходных областей к современной активной окраине и древней пассивной окраине, испытывающей коллизию с мезозойско-кайнозойскими островными дугами, выделяются резкими изменениями направления потока во времени и пространстве. Эти изменения определяются перестройками структурного плана в эволюции бассейнов: преобладанием амплитуды нисходящих движений на обрамлении глубоководной котловины или, напротив, в ее пределах. Соответственно на значительном отрезке эволюции бассейнов переходной области к современной активной окраине главенствующее движение флюидов направлено к глубоководной котловине. При более интенсивном опускании в котловине оно направлено, напротив, — к обрамлению. Движение сопровождается образованием гидродинамических ловушек в зонах поперечных поднятий, иногда осложняющих строение котловин.

Для обоих типов бассейнов переходных областей характерно также наличие трех-четырех нефтегазоносных этажей, в каждом из которых направления движения флюидов в процессе эво-

люции изменяются. Бассейны пассивных окраин при главенствующем движении флюидов к глубоководным котловинам особенно различны во флюидном режиме позднекайнозойского и допозднекайнозойских нефтегазоносных этажей. Эти черты определяются двумя особенностями строения: глубоким (5—10 км) залеганием подошвы осадочного чехла в области шельфа по отношению к сопредельным районам глубоководных котловин; прерывистым распространением позднекайнозойского этажа по простиранию пассивных окраин с образованием серии продольных и поперечных впадин.

Отдельные бассейны разных генетических типов (Североморский, Мексиканского залива, Алжира-Прованский и др.) содержат в разрезе непроницаемую толщу соли, обуславливающую резкое различие во флюидном режиме надсолевых и подсолевого нефтегазоносных этажей и возникновение аномальных пластовых давлений в последнем.

Возрастание термобарических градиентов в наибольшей степени проявляется при формировании флюидного режима бассейнов, испытывающих коллизию с мезозойско-кайнозойскими дугами, и современных пассивных окраин. Это обеспечивает изменение интенсивности миграции углеводородов во времени и повышенные масштабы их аккумуляции (бассейны Персидского и Мексиканского заливов, Черноморский и др.).

Термальные эманации, обнаруженные вдоль системы срединно-океанских хребтов, включают струи пара воды, CO_2 , He , H_2S , CH_4 , а также сульфиды и гидроксиды металлов. Однако их состав различен: от метанового, проследивающегося вдоль Марианской внутридуговой оси спрединга [13], до смешанного гелиево-метан-марганценозного — в Галапагосской оси спрединга. Эманации оказывают существенное воздействие на незрелое органическое вещество в неуплотненном маломощном слое осадков, что вызывает исключительно быстрое образование углеводородов. Именно этим и объясняют наличие тяжелой нефти, вплоть до асфальтенов, в осадках впадины Гайямос на оси спрединга в Калифорнийском заливе [15].

Восходящие из мантии термальные флюидные потоки, по-видимому, влияют на образование и накопление нефти и газа вдоль всей системы современных и древних океанских окраин [6]. Они же во многом определяют парагенез нефтегазо- и рудонакопления в осадочных слоях. Установленное различие химического состава флюидов должно отражаться в интенсивности аккумуляции углеводородов.

Таким образом, геодинамические предпосылки нефтегазоносности выявляют совокупность природных процессов, обеспечивающих генерацию и аккумуляцию углеводородов. Их разработка находится пока в начальной стадии и требует длительных исследований в неразрывном единстве состояния и динамики верхней мантии, литосферы и осадочной оболочки. Однако и на данном этапе анализ этих предпосылок дает основание для решения ряда вопросов: сравнительной оценки нефтегазоносного потенциала бассейнов разного генетического типа; выяснения положения в разрезе главной зоны нефтегазообразования; детализации оценки нефтегазоносности применительно к типам бассейнов и нефтегазоносным этапам в отдельности с выделением ареалов пластовых давлений с повышенным коэффициентом аномальности; перспективности бассейнов островных дуг, краевых частей глубоководных котловин океанов и тех же котловин краевых морей в целом; выделения высокоперспективных поперечных поднятий в пределах не только шельфа, но континентального склона и глубоководных котловин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грамберг И. С., Красильщиков А. А. Проблемы нефтегазоносности глубоководных зон Мирового океана // Глобальные тектонические закономерности нефтегазонакопления. М., 1985. С. 111—118.
2. Еременко Н. А., Левин Л. Э. Тектонические условия формирования нефтегазоносных бассейнов на активных окраинах континентов // Глобальные тектонические закономерности нефтегазонакопления. М., 1985. С. 119—139.
3. Методика изучения нефтегазоносности вулканогенных поясов на примере Дальневосточных морей // Л. Э. Левин, А. Н. Вирта, С. В. Клубов, А. В. Разваляев // Сов. геология. 1986. № 9. С. 88—99.

4. Плитотектонические модели нефтегазоносных бассейнов СССР/В. С. Шенин, К. А. Клещев, С. А. Ушаков, Е. В. Кучерук//Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. М., 1987. С. 32—36.
5. Предпосылки нефтегазоносности переходных зон от континентов к океанам/Н. А. Еременко, Н. А. Калинин, Л. Э. Левин, В. Е. Хаин//XXVII МГК. Докл. 1984. Т. 13. С. 65—73.
6. Соколов Б. А. Развитие представлений о тектонических закономерностях нефтегазоаккумуляции в земной коре//Глобальные тектонические закономерности нефтегазоаккумуляции. М., 1985. С. 14—25.
7. Тектонические особенности глобального распределения потенциальных ресурсов углеводородов/В. Д. Наливкин, Н. А. Еременко, В. С. Лазарев и др.//Сов. геология. 1985. № 3. С. 13—23.
8. Хаин В. Е. Глобальные закономерности нефтегазоаккумуляции — современное состояние проблемы//Глобальные тектонические закономерности нефтегазоаккумуляции. М., 1985. С. 5—13.
9. Bally A. W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences//Proc. IX World

- Petrol. Congr. Geology. 1976. Vol. 2. P. 930—939.
10. Harding T. P., Lowell J. D. Structure Styles. Their Plate—Tectonic Habitats and Hydrocarbon Traps in Petroleum provinces//Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1979. Vol. 63. N 7. P. 1016—1058.
11. Hedberg H. Continental margins from the viewpoint of the petroleum geologist//Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1970. Vol. 54. N 1. P. 3—43.
12. Hefu Liu. Geodynamic scenario and structural styles of Mesozoic and Cenozoic basins in China//Ass. Amer. Petrol. Geol. Bull. 1986. Vol. 70. N 4. P. 377—395.
13. Horibe Y., Kim K. R., Craig H. Hydrothermal methane plumes in the Mariana back-arc spreading centre//Nature. 1986. Vol. 324. N 6093. P. 131—133.
14. Klemme H. D. The Geology of future petroleum resources//Rev. L'istit. Fran. Petrole. 1980. Vol. 35. N 2. P. 337—349.
15. Simoneit B. R. T., Philp R. P., Jenden P. D., Galimov E. M. Organic geochemistry of DSDP sediment from the gulf of California — hydrothermal effects on unconsolidated ooze//Org. Geochem. 1984. Vol. 7. N 3—4. P. 173—205.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.

УДК 551.251 : 553.94

© М. В. Голицын, Л. М. Прокофьева, 1990

Закономерности метаморфизма твердых горючих ископаемых

М. В. ГОЛИЦЫН (МГУ), Л. М. ПРОКОФЬЕВА (ВИЭМС)

Метаморфизм, наряду с вещественным составом, обуславливает основные свойства твердых горючих ископаемых и определяет направления их использования — в энергетике, коксовом производстве, для химической переработки и др. Поэтому установление как общих, так и частных закономерностей проявления метаморфических процессов в угольных и сланцевых бассейнах имеет первостепенное значение.

Сравнение процессов метаморфизма углей и горючих сланцев дает ответ на вопрос: почему почти все известные месторождения горючих сланцев встречаются только на небольших глубинах, а месторождения углей — на самых различных. Установлению стадий метаморфизма горючих сланцев способствовал факт их совместного нахождения с углями в ряде бассейнов и месторождений (Тургайском, Экибастузском, Кендерлыкском, Болтышском, Грин-Ривер и др.).

Биохимическое, а затем геохимическое превращение растительного мате-

риала образует непрерывный ряд твердых горючих ископаемых от торфа, бурого и каменного угля до антрацита.

В большинстве угольных бассейнов, где проявился региональный метаморфизм, отмечается закономерное увеличение степени метаморфизма углей: в стратиграфическом разрезе от верхних пластов к нижним (закон Хильта — Скока); в разрезе по падению угольных пластов с ростом современной глубины их залегания; в плане по мере увеличения мощности угленосных отложений. Эти закономерности могут нарушаться в случае наложения других видов метаморфизма.

В отличие от углей горючие сланцы залегают чаще всего неглубоко среди слабо измененных пород (стадия диагенеза или начального катагенеза), поэтому изменение свойств сланцев в разных термодинамических условиях обычно не исследовалось. Рассматривая процессы преобразования горючих сланцев, авторы по традиции используют «угольную» терминологию и на-

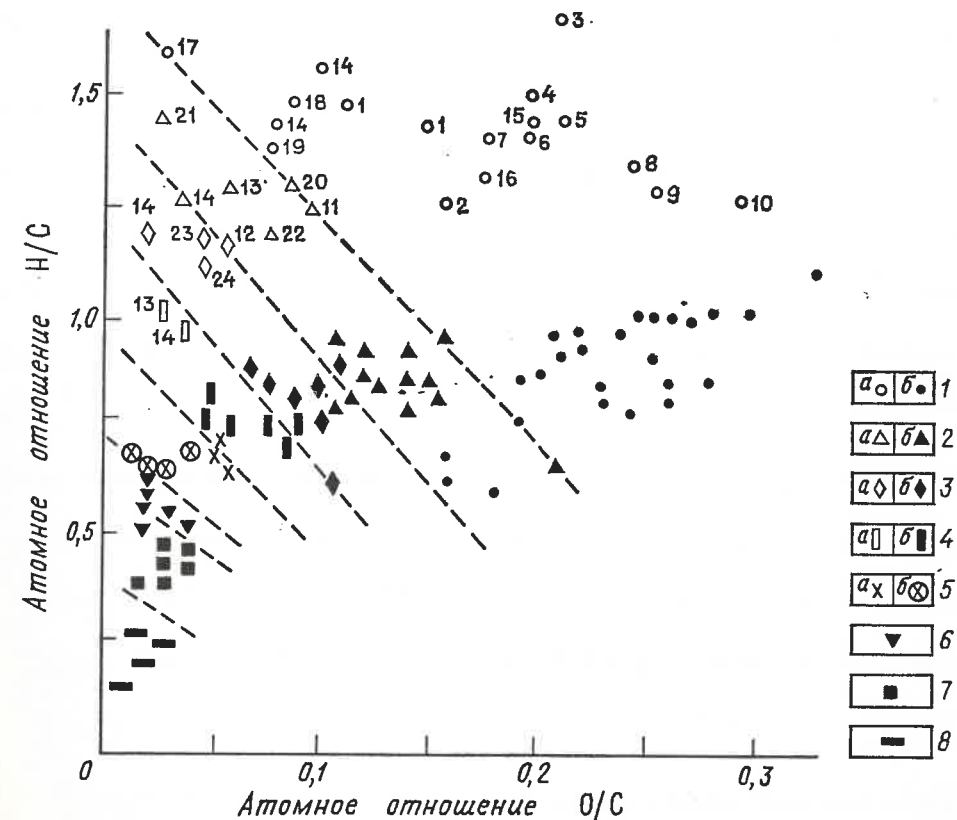


Рис. 1. Изменение углей и горючих сланцев в процессе метаморфизма:

стадии метаморфизма: 1 — буроугольная (а — для горючих сланцев, б — для углей), 2 — длиннопламенная, 3 — газовая, 4 — жирная, 5 — коксовая, 6 — отощенно-спекающаяся и тощая, 7 — полуантрацитовая, 8 — антрацитовая; сланцевые бассейны и месторождения: 1 — Прибалтийский, 2 — диктионемовых сланцев, 3 — Ново-Дмитровское, 4 — Болтышское,

5 — Чаганское, 6 — Кашпирское, 7 — Общесыртовское, 8 — Верхнесиневидное, 9 — Кушмурское, 10 — Черниговское, 11 — Припятский, 12 — Верхнетотунчанское, 13 — доманиковых сланцев, 14 — Грин-Ривер (США), 15 — Мессель (ФРГ), 16 — Нерке (Швеция), 17 — Новый Южный Уэльс (Австралия), 18 — о. Тасмания, 19 — Джулия-Крик (Австралия), 20 — Северак (Франция), 21 — Отен (Франция), 22 — Монтерей (США), 23 — Ирати (Бразилия), 24 — Сент-Илер (Франция)

зывают эти процессы метаморфизмом, отдавая себе отчет в некоторой некорректности применения этого понятия к диагенетически и катагенетически измененным органическим осадкам.

Изменение углей и горючих сланцев в процессе метаморфизма показано на рис. 1. Атомные отношения трех основных элементов (С, Н, О) отображены на диаграмме, которая впервые была использована Ван Кревеленом (1961) для характеристики углей и процесса углефикации. Диаграмма построена в основном для углей и сланцев СССР с учетом имеющихся данных по вещественному составу сланцев зарубежных стран.

Благодаря высокому содержанию водорода в органической массе поле сланцевых керогенов расположено выше поля углей, отношение Н/С для углей не более 1, для сланцев 1,7. Керогены, способные давать выход смолы более 60 %, отличаются высокими значениями Н/С и пониженными О/С и группируются в верхнем левом углу диаграммы.

Диаграмма делится на несколько зон, соответствующих различным стадиям преобразования органического вещества от буроугольной (диагенез — протокатагенез) до антрацитовой (апокатагенез, по Н. Б. Вассоевичу, С. Г. Неручеву и др.). Диапазон изменения

сланцев Грин-Ривер наиболее широк: от буроугольной (диагенез) до жирной стадии (стадия начального мезокатагенеза), степень преобразования домашиковых сланцев — от длиннопламенной до жирной, сланцы Припятского бассейна — переходные от бурых к длиннопламенным.

Большая часть горючих сланцев (кукерситы, диктионемовые, болтышские, волжские) не выходит за рамки буроугольной стадии преобразования, на которой обычно находятся горючие сланцы бассейнов и месторождений платформенного типа и атектонических впадин. Степень преобразования месторождений геосинклинального типа и тектонических впадин орогенных областей и активизированных платформ достигает жирной стадии.

Отношения Н/С и О/С для углей и сланцев одной и той же стадии преобразования определяются составом исходного материала и условиями его накопления. Фюзенизированные угли, отличающиеся повышенным содержанием углерода, располагаются в нижней части угольного поля; угли с большим содержанием витринита (менее обуглероженные) — в верхней. Так, например, для бурых витринитовых углей Н/С достигает 0,9—1,0 при О/С до 0,35, в то время как для фюзинитовых — только 0,6—0,7 при уменьшении отношения О/С до 0,16. Для керогена сланцев отношение Н/С тем ниже, чем больше в нем примесь вещества наземного (углистого) происхождения. Невысокое отношение Н/С диктионемовых и ряда других сланцев можно объяснить исходным веществом животного (граптолиты) происхождения. Возможно, на это отношение влияла обстановка седиментации. Так, в целом для озерных сланцев Н/С выше, чем для морских. Что касается отношения О/С для сланцев одной и той же степени преобразования, то оно тем больше, чем больше углистого вещества содержит кероген.

Для органического вещества углей и керогена горючих сланцев, не вышедших из зоны диагенеза, наиболее сильно меняется отношение О/С, что связано с потерей кислорода при диагенезе в виде CO_2 и H_2O . В зонах катагенеза и метаморфизма наряду с уменьшением значения О/С особенно

заметно снижение отношения Н/С (от 1,7 до 1,0).

На жирной стадии преобразования вещества поле сланцев наиболее сближается с полем углей, тогда как на буроугольной стадии расхождение наиболее велико. Наконец, на стадии коксовых углей месторождения горючих сланцев неизвестны. Между тем сланцы охватывают больший диапазон стратиграфического разреза, чем угли, и за геологическое время сланцевые залежи подвергались воздействию повышенных температур и давлений.

На определенном этапе преобразования, соответствующем жирной стадии, ископаемые угли резко меняют многие важные свойства — плотность, трещиноватость, спекаемость, выход летучих веществ, содержание углерода и водорода. Это явление названо «скачком углефикации». Для компонентов группы альгинита, которыми сложено большинство горючих сланцев, этот скачок также приходится на жирную стадию метаморфизма.

При увеличении глубины залегания и соответственном росте температуры и давления в сланцах происходит постепенная ароматизация и упорядочение структуры атомов углерода, что сопровождается отрывом и удалением неплюских циклов (насыщенные и гетероатомные соединения), так как они препятствуют параллельному расположению циклических ядер. Б. Тиссо и Д. Вельте [7], изучавшие органическое вещество методом микродифракции электронов, указывают, что с увеличением температуры число взаимно параллельных ядер увеличивается, межслоевые расстояния становятся более упорядоченными.

Преобразование гумусового и сапропелевого вещества происходит по-разному. Гумусовое вещество, построенное в основном из полициклических ядер с короткими периферическими группами, на низких стадиях углефикации теряет их в виде летучих продуктов. Предполагают (О. И. Гаврилова, 1962), что на стадии спекающихся углей происходит ослабление и затем разрыв мостиковых связей между элементарными структурными единицами углистого вещества, что влечет за собой возникновение временной подвижности молекулярных частиц. Эти

объясняется изменение ряда свойств углей и сланцев (на рис. 1 изменяется наклон линий). В дальнейшем взамен кислородных появляются устойчивые углерод-углеродные связи, элементарные структурные единицы объединяются в жесткие системы, упорядочение строения которых приводит к образованию графитовой решетки.

Кероген горючих сланцев в отличие от органического вещества углей содержит большое число алифатических цепей при незначительном количестве ароматических ядер и нафтеновых циклических структур. На стадии диагенеза тенденции изменения керогена близки к изменению вещества углей; гетероатомы, особенно кислород, частично удаляются в виде летучих CO_2 и H_2O . На стадии углефикационного скачка происходит разрыв связей разных типов и расщепление вещества с выделением большого количества углеводородов. Породы, прежде богатые керогеном, превращаются в обычные известняки, мергели, глинистые сланцы, аргиллиты с рассеянной или концентрированной органикой преимущественно угольного ряда (типа шунгитовых сланцев или шунгитов).

Долгое время оставалось неясным происхождение черного, похожего на уголь вещества (условно относимого к асфальтитам), линзы которого встречаются в пластах кукурсита Прибалтийского бассейна. Г. Л. Стадников [6] и А. Ф. Добрянский [3] считали «асфальтит» промежуточным продуктом при преобразовании керогена сланцев в нефть. А. Я. Аарна (1959), напротив, полагал, что его происхождение не связано с кукурситом, он был принесен потоками в бассейн осадконакопления. В. А. Каттай и Х. А. Кундель [4] также считают предположения о генетической связи «асфальтита» с керогеном кукурсита недостаточными основательными. Кроме того, в Северной Прибалтике подобные включения найдены и в отложениях более древних, чем среднеордовикские, — в глауконитовых песчаниках нижнего ордовика и синих глинах нижнего кембрия.

Исследования образцов асфальтита, отобранных в шахтах Эстонского месторождения (проведенные в ИГИ Минуглепрома СССР), показали, что «ас-

фальтит» на самом деле представляет собой ископаемый уголь с отражательной способностью R^o 0,6 % и содержит споры растений. По результатам химического анализа ($A^{daf} = 1,2\%$, $V^{daf} = 37,6\%$, $C^{daf} = 81,9\%$, $H^{daf} = 5,4\%$) он попадает в группу длиннопламенных газовых углей (см. рис. 1). Очевидно, «асфальтит» образовался не из водорослей, а из более высокоорганизованных растений — фитобентоса и морской травы. В этом случае показатель R^o несколько занижен по сравнению с альбедо витринита настоящих газовых углей. Поскольку стадия изменения кукурсита не выше буроугольной, образование «асфальтита» не связано с ним. Последний был занесен в бассейн водными потоками во время формирования кукурситового пласта.

При метаморфизме изменяется содержание водорода в органическом веществе углей и керогене горючих сланцев (рис. 2). Э. М. Пах, изучавший метаморфизм углей Кузбасса, установил изменение содержания водорода в их органической массе по кривой с максимумом на газовой стадии. Некоторое увеличение значения H^o на газовой стадии преобразования характерно и для углей в целом. Содержание водорода в керогене сланцев увеличивается и достигает максимума 10 % раньше — в конце буроугольной и на длиннопламенной стадиях. Это еще раз подтверждает факт удаления кислорода в процессе диагенетических преобразований. Затем содержание водорода в сланцах резко падает, все более приближаясь к его содержанию в угле, и к началу жирной стадии составляет лишь 6—7 %. Вследствие удаления углеводородов и перестройки структуры керогена сланцы трудно отличить от углей по показателю H^o .

Изменяется также содержание углерода в органическом веществе углей и керогене горючих сланцев (рис. 3). При этом обычно сравниваются группы липтинита и витринита. Между керогеном сланцев и липтинитовыми компонентами углей много общего, однако они имеют и некоторые различия. По И. И. Аммосову (1987), содержание углерода в компонентах группы липтинита в целом больше, чем для групп витринита; для керогена слан-

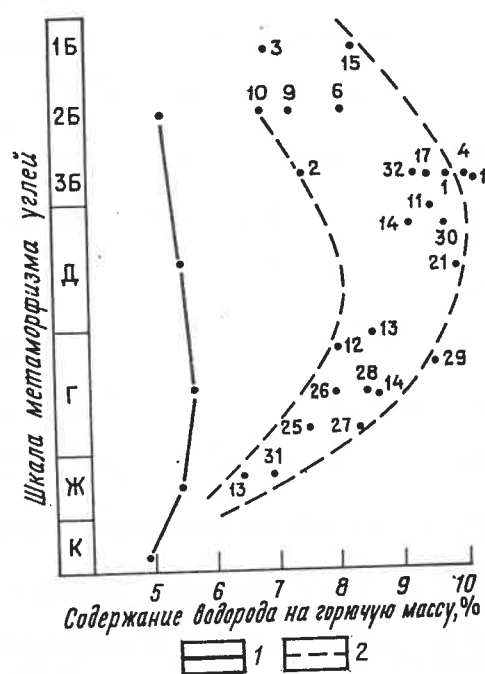


Рис. 2. Изменение содержания водорода в процессе метаморфизма углей и горючих сланцев:

1 — угли, 2 — сланцы; сланцевые бассейны и месторождения: 1—24 — см. рис. 1, 25 — Кендерлыкское (пласт Калын-Кара, южная часть), 26 — то же (северная часть), 27 — то же (пласт Лучший, южная часть), 28 — то же (северная часть), 29 — то же (средние сланцы), 30 — то же (верхние сланцы), 31 — Экибастузский, 32 — Алексинац (СФРЮ)

цев и органического вещества углей не удалось выявить такую закономерность. Поля содержания C^o в углестом веществе и керогене сланцев наложены друг на друга, сланцевое поле шире угольного, что, возможно, связано с недостаточной точностью определения C^o сланцев; причем часто C^o керогена сланцев ниже, чем у углей. В целом с ростом метаморфизма растет содержание углерода в органической массе углей и керогене сланцев.

Таким образом, процесс метаморфизма горючих сланцев сопровождается потерей сапропелевого вещества (керогенов «а» и «б», по Т. Ф. Йену и Дж. В. Чилингаряну [2]) и продуктов его разложения, а также относительным ростом количества углестого вещества (кероген «в») более стойкого к термодинамическим преобразованиям. На стадиях К, ОС (поздняя стадия мезокатагенеза), Т и А (апокатагенез),

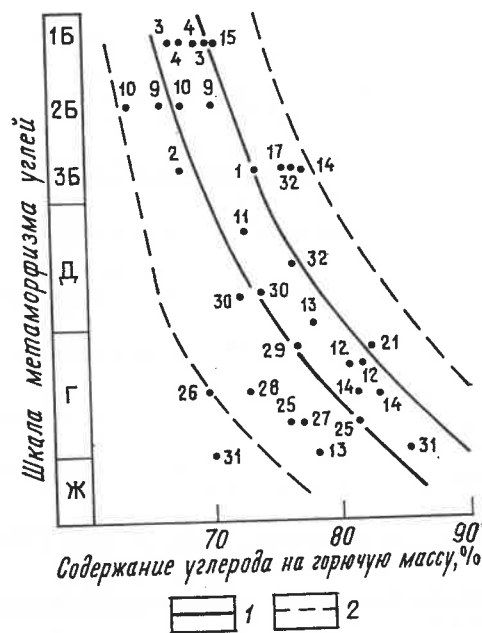


Рис. 3. Изменение содержания углерода в процессе метаморфизма углей и горючих сланцев: 1 — угли, 2 — сланцы; названия месторождений см. рис. 1 и 2

сланцы практически теряют свою сапропелевую составляющую и превращаются в чистую породу (карбонатную или глинистую) или при наличии в исходном сапропеле гумусового материала — в углестую породу или уголь [1, 5]. Поэтому обнаружение горючих сланцев возможно лишь среди слабо измененных (диагенез — ранняя стадия мезокатагенеза) осадочных пород.

Изучение метаморфизма углей и горючих сланцев важно как в связи с оценкой их качества, так и в связи с проблемой происхождения жидких углеводородов из концентрированных скоплений органического вещества сапропелевого типа. В начале XX века представления о происхождении нефти из концентрированных форм керогена (горючих сланцев) привлекали многих исследователей (М. Д. Залеский, И. М. Губкин и др.). Однако, когда при разбуривании нефтегазоносных бассейнов не были обнаружены горючие сланцы или керогеновые породы, эта точка зрения потеряла свое значение. Во второй половине XX века основную роль в процессе нефтеобразования отводили рассеянному орга-

ническому веществу. При этом не учитывали, что горючие сланцы, давшие нефть, могли существенно изменить свой облик. Между тем количество концентрированного керогена, заключенного в горючих сланцах, вполне сопоставимо с количеством рассеянного ОВ.

В известных бассейнах зона максимального нефтеобразования для сапропелевого вещества приурочена к раннему — среднему мезокатагенезу (стадии $МК_1$ — $МК_2$ или Д—Ж, глубина 2,2—2,5 км), а для гумусового — к глубине 5—7 км, что соответствует позднему мезокатагенезу (стадии $МК_4$ — $МК_5$ или К—ОС). В естественных условиях распад концентрированных форм керогена происходит при 70 °С, горючие сланцы генерируют основное количество углеводородов при 150—200 °С. По сравнению с геологической обстановкой в экспериментах этот период длится очень короткое время, но при более высоких температурах (300—450 °С).

Почти во всех нефтегазоносных бассейнах на глубинах от 1 до 7 км обнаружены глинистые, глинисто-карбонатные или углестые породы. По химическому составу ОВ и содержанию C_{org} невозможно отличить черные углестые сланцы, являющиеся продуктом превращения горючих сланцев, от подобных сланцев в угленосных фациях. На стадии среднего мезокатагенеза оптические свойства различных микрокомпонентов ОВ сближаются, ОВ утрачивает типично сапропелевые черты. В связи с этим появляется необходимость в обосновании генетической природы сапропелевого ОВ по косвенным признакам: фациальным условиям накопления, возрасту и др. Судя по морской фауне и ассоциациям аутигенных минералов многие стратиграфические аналоги горючих сланцев (черные сланцы, мергели) образовались в морской или озерной среде (баженовская свита, доманиковые сланцы севера и востока европейской части СССР, верхнеюрские сланцы Амударьинской синеклизы, юрские и нижнепалеозойские сланцы Великобритании, нижнемеловые сланцы Восточной Гоби в МНР и др.).

В геологическом прошлом Земли накопление сланцев охватывало огром-

ные пространства. Даже оставшаяся от эрозии, катагенеза и метаморфизма часть формаций горючих сланцев занимает значительные территории Северной и Южной Америки, Восточной Сибири, севера и востока европейской части СССР. Особенности распространения горючих сланцев привели И. О. Брода и Н. А. Еременко (1953) к выводу о том, что горючие сланцы, имевшие в прошлом региональное распространение, вполне удовлетворяют основному требованию любой теории происхождения нефти — региональному распределению исходного нефтематеринского вещества. По мнению многих исследователей, породы баженовской свиты Западной Сибири, содержащие органическое вещество, до катагенеза были типичными горючими сланцами. Общеизвестна и пространственная связь баженовитов с нефтяными залежами этого региона. Однако наиболее перспективные площади сосредоточены в поясе оптимальных свойств коллекторов. Эта же закономерность прослеживается и в Восточной Гоби по отношению к черным сланцам дзунбаянской свиты (нижний мел).

Ж. Эспиталье и др. (1980) экспериментально доказали, что породы с рассеянным ОВ генерируют преимущественно газ. Породы с концентрированными формами керогена генерируют в основном жидкие углеводороды в пропорциях, близких к нефтям в залежах. Частично объясняет это влияние глинистых минералов на преобразование углеводородов. Опираясь на опыты в области термокатализа и пиролиза ОВ, многие зарубежные исследователи вернулись к идее генерации углеводородов из рассеянного ОВ не только сапропелевого, но и гумусового происхождения. Математическое моделирование процесса генерации углеводородов (Б. Тиссо и Ж. Эспиталье, 1975) приводит к заключению, что сапропелевое вещество генерирует по сравнению с ОВ смешанного состава в два раза больше нефти, а в сравнении с ОВ гумусового состава в четыре раза.

По расчетам В. Д. Ильина и др. [8], только в пределах современных нефтегазоносных бассейнов из горючих сланцев различных геологических

эпох, превратившихся в черные сланцы, мергели или известняки, образовалось 37 трлн т нефти. Это вполне соизмеримо с потенциальными ресурсами сланцевой смолы (более 50 трлн т). По оценкам тех же авторов, из рассеянного ОВ в пределах современных нефтегазоносных бассейнов образовалось около 48 трлн т нефти, а из рассеянного ОВ фанерозоя по материкам в целом — 211 трлн т. Однако геологические ресурсы нефти составляют лишь 0,3—0,6 трлн т. Причины такой диспропорции, вероятно, следующие: процессы эрозии, уничтожившие значительную часть запасов углеводородов во многих нефтегазоносных бассейнах; отсутствие структурных ловушек; рассеивание концентрированных форм углеводородов при их миграции из генерирующих пластов; окисление нефтей анаэробными и аэробными бактериями. Диспропорция может быть связана и с методическими недостатками существующих геохимических способов определения геологических ресурсов углеводородов по рассеянному органическому веществу.

В. Д. Ильин и др. обращают внимание на то, что высокая дисперсность рассеянных битумов (около 1 л нефти в 1 м³ породы), сорбированное состояние и другие особенности создают трудности для обоснования процессов первичной миграции нефти и газа, особенно механизмов концентрации нефти из рассеянного состояния в залежи. Образование относительно крупных масс нефти из горючих сланцев при катагенезе устраняет эти трудности, так как в этом случае возмож-

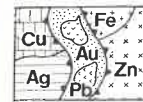
ность развития предпосылок для струйной миграции нефти явно возрастает. Концентрированная часть нефти, которую генерируют горючие сланцы, более способна к миграции и перспективна для формирования залежей, чем распыленная (диспергированная фаза), сорбированная породами часть, возникающая из рассеянного ОВ, хотя суммарное количество рассеянных форм керогена в осадочных комплексах литосферы явно доминирует.

Таким образом, горючие сланцы являются материнскими породами с мощным нефтегазовым потенциалом, который нельзя игнорировать при оценке ресурсов углеводородов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
2. Горючие сланцы/Под ред. Т. Ф. Йена, Дж. В. Чилингаряна. — Л.: Недра, 1980.
3. Добрянский А. Ф. Горючие сланцы. — Л.: Гостоптехиздат, 1947.
4. Каттай В. А., Кундель Х. А. Включения твердых битумов в кукурситах, состав и свойства этих битумов//Горючие сланцы. 1987. Т. 4. № 1. С. 22—29.
5. Месторождения горючих сланцев мира/М. В. Голицын, Л. М. Прокофьева, В. А. Каттай и др. — М.: Наука, 1988.
6. Стадников Г. Л. Ископаемые угли, горючие сланцы, асфальтовые породы, асфальты и нефти. — М.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
7. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. — М.: Мир, 1981.
8. Формации горючих сланцев в зоне катагенеза и метаморфизма — важный региональный источник углеводородов/В. Д. Ильин, К. А. Клецов, С. П. Максимов, Н. А. Минский. — М.: ВИЭМС, 1986.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.078 : 551.71/72

© В. Б. Дагелайский, Д. В. Рундквист, 1990

Металлогения докембрия*

В. Б. ДАГЕЛАЙСКИЙ, Д. В. РУНДКВИСТ
(Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР)

Как и в предшествующие годы, в докладах и дискуссиях на XXVIII сессии МГК большое внимание уделялось проблемам докембрийской металлогении. Однако ни секции, ни специального симпозиума по металлогении докембрия на конгрессе создано не было. Из трех обычно выделяемых направлений металлогении — теоретическая, региональная и специальная — большинство докладов относилось к вопросам специальной металлогении — рассмотрению закономерностей размещения месторождений определенных типов руд.

По проблемам теоретической и региональной металлогении докембрия наибольшее внимание было уделено двум главным направлениям, характеризующим общую особенность конгресса: 1) эволюция рудообразования в докембрийской геологической истории; 2) тектоника и металлогения, т. е. связь типов тектонических структур и месторождений полезных ископаемых, причем особое значение придавалось плейт-тектоническим построениям для докембрия.

Проблемам эволюции, в частности, были посвящены доклады И. Ламберта (Австралия), Дж. Вейцера (Канада), С. Роя (Индия), а также советских ученых — А. А. Бухарова («Вулканические пояса в зонах протоактивизации коры и их металлогенические особенности»), Л. С. Галецкого и др. («Эволюция докембрийских рудных формаций и металлогеническая зональность юго-западной части Восточно-Европейской платформы»), Н. К. Курбанова («Геолого-генетическая обстановка формирования (от архея до мезозоя) сульфидных месторождений в карбонатно-терригенных породах мобильных поясов земной коры»),

И. Н. Щеголева («Докембрийские железорудные формации мира: структура, генезис, эволюция»).

В докладе И. Ламберта ведущие факторы эволюции рудообразования суммированы для различных геологических эпох докембрия. Для раннего архея, в первую очередь, подчеркивалась эволюция магматизма и метаморфизма при формировании гранитно-зеленокаменных областей. В позднем архее ведущее значение приобретает эволюция гранитоидного магматизма все возрастающей щелочности (калия), с этим периодом связана и первая эпоха уранонакопления. Ведущими факторами эволюции в раннем протерозое, по мнению докладчика, выступают процессы осадконакопления и общее изменение окислительно-восстановительного режима в гидросфере и атмосфере, а также деятельность сульфат-продуцирующих бактерий. Начиная со среднего протерозоя, основное значение в эволюции литосферы имеют процессы рециклинга и рифтогенеза, определяющие рудообразование.

С докладом И. Ламберта по смыслу был тесно связан доклад Дж. Вейцера, в котором обсуждается эволюция седиментации, магматизма и минерализации во времени в аспекте рециклинга и вводится новое понятие «полупериода рециклинга» — по аналогии с периодом полураспада. Дж. Вейцер рассматривает проблему рециклинга в процессах рудообразования в расширенном варианте, понимая рециклинг как полный кругооборот элементов от первичного источника вещества до концентрации его в рудах и обратного поступления элементов на более глубокие уровни. При этом, естественно, длительность кругооборота тем больше, чем глубже источник вещества. В докладе намечена периодизация, в целом близкая к принимаемой всеми исследователями. Выделе-

* Обзор докладов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (9—19 июля 1989 г., Вашингтон, США).

ны пять стадий металлогенической эволюции Земли: 1) зеленокаменных поясов, преобладавшая в архее и завершившаяся примерно 1,8 млрд лет назад; 2) кратонизации с пиком в позднем архее и раннем протерозое; 3) рифтинга $<1,8 \pm 0,3$ млрд лет назад; 4) устойчивого кратона $<1,7 \pm 0,9$ (или 0,6) млрд лет назад; 5) фанерозойская стадия деструкции (расчленения) континентов.

Ученые из КНР Чжан Джи и Баи Ванчен на примере эволюции золото-рудной минерализации в докембрии и золотоносных эпох Китая рассмотрели общие проблемы пульсационного характера развития Земли.

К общетеоретическим может быть отнесен доклад С. Роя, в котором изложена общая эволюция типов марганцевых месторождений мира. Показано, что в позднем архее встречаются два типа первичноосадочных месторождений марганца — в областях глубокого метаморфизма (Кондалитовая группа в Индии, штат Баия в Бразилии) и среди слабометаморфизованных образований (верхняя осадочная толща зеленокаменных поясов серии Риу-дас-Вельяс, Бразилия, и группы Читардурга, Индия). Для протерозоя, по данным С. Роя, характерны осадочные месторождения марганца, формирующиеся в умеренно глубинных бассейнах осадконакопления с окислительной обстановкой, например, гигантское окиснокарбонатное марганцевое месторождение, приуроченное к железорудной толще Трансваальской супергруппы (2,5—2,1 млрд лет). Другие важные месторождения марганца в полосчатых железистых формациях известны в верхнепротерозойской серии Джакадиги (Бразилия — Боливия), в супергруппе Дамара (Намбия) и на Малом Хингане (СССР). Умеренно глубинные окисномарганцевые руды формировались также в нижнепротерозойских песчано-глинистых толщах супергруппы Аравалли, групп Саусар и Гангпур, Индия. Месторождения карбонатного марганца, ассоциирующие с черносланцевыми толщами, встречаются в серии Франсвилл (2,1 млрд лет), Габон; бирриманской системе (2,1—1,8 млрд лет), Западная Африка; комплексе Лукоши (2,2—1,8 млрд лет), Заир и др. Вме-

те с тем докладчиком было подчеркнуто, что в позднем протерозое ограничено развиты вулканогенные месторождения марганца.

Тесная связь докембрийского и фанерозойского этапов геологического развития и зависимость металлогении чехла от металлогении фундамента также освещены в некоторых сообщениях. Здесь надо отметить доклад М. Лимана на Комиссии по тектонике рудных месторождений (МАГРМ). В нем показаны возможности использования данных по изотопии Sr, Pb и Nd в магматических породах фанерозоя (мезозойские гранитоиды Кордильер) для тектонического районирования, т. е. для определения границ раздела, например, тектонических границ между докембрийским кратоном и фанерозойскими образованиями. Рассмотрена также возможность установления положения коровых и мантийных магматических источников и их эволюции. Автор делает заключение о важности такого рода изотопных исследований для анализа металлогенных регионов.

По второму вопросу — «Тектоника и металлогения» — большое внимание было уделено проблеме связи докембрийской рудоносности с тектоникой литосферных плит. Так, М. Берли, Т. Блейк и Д. Гровс рассмотрели с этих позиций причину существенного отличия металлогении кратонов Пилбара и Йилгарн, Западная Австралия. Ими показано, что за период 2,8—2,5 млрд лет в пределах кратона Пилбара развивались рифтогенные структуры, связанные с растяжением, тогда как в кратоне Йилгарн в это же время формировались структуры типа конвергентных окраин, что определило образование здесь главного рудоносного пояса с золотой, полиметаллической и сульфидной медно-никелевой минерализацией.

В докладе Г. Гаала обосновано выделение раннепротерозойских металлогенических провинций в аспекте плит тектонического районирования Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Активизация архейской коры начинается с 2,45 млрд лет назад с внедрения расслоенных мафит-ультрамафитовых плутонов, содержащих в нижней части Sr- и Ni-Cu-месторожде-

ния, в горизонтах средней части — платиноиды и в верхней части — Fe-V-Ti-месторождения. В позднеархейское или раннепротерозойское время на энциалической коре возникали рифтогенные зеленокаменные пояса с Au±Cu-месторождениями в коматитовых и толеитовых вулканитах. В чехле с возрастом 2,3—2,1 млрд лет формируются Au±Co-месторождения по зонам интенсивных гидротермальных изменений.

Наличие офиолитовой ассоциации пород в краевом бассейне по восточной окраине Свекофеннской области означает открытие океана 1,96 млрд лет назад; тогда же образуются месторождения колчеданов Cu±Co±Zn±Ni (Оутокумпу, Финляндия) и полиметаллов в черных сланцах. Свекофеннская область характеризуется обилием фельзитических вулканитов и представляет наиболее значительную металлогеническую провинцию Балтийского щита: район Кируна, Шеллефтео (Швеция), зона медно-цинковых месторождений Виханти — Пюхясалми, район Айла — Ориярви, провинция Бергслеген. Свекофеннский вулканический пояс рассматривается как возникшая в процессе субдукции островная дуга, затем подвергшаяся рифтингу; размещается она либо на архейской, либо на раннепротерозойской коре, созданной в результате аккреции. В ряде мест (Коталахти и др.) выделены примитивные толеитовые островные дуги с поясами никелевой минерализации. Штоки и батолиты тоналит-трондьемитового состава, интрудировавшие в породы островных дуг, содержат Au±Cu±As-месторождения, которые, как и Cu-Mo-месторождения, отнесены к типу докембрийских порфировых месторождений. Позднесвекофенские (1,86 млрд лет) щелочные граниты и пегматиты на юге Свекофеннской области, как предполагается, возникли при частичном плавлении раннепротерозойской коры, утолщенной в результате субдукции. С ними ассоциированы месторождения W, Sn, Mo, Au.

С. Саркар охарактеризовал возможности использования концепции тектоники плит при рассмотрении металлогении двух протерозойских металлотектов Индии. Обе структуры — пояса

Аравалли и Дели, северо-запад Индии, и пояс Сингбхум на востоке Индии — приурочены к «континентальным окраинам». В Раджастане в позднем архее формировался рифтовый бассейн Бхилвара, возникший в связи с интракратонной «горячей точкой» в пределах полосчатого гнейсового комплекса фундамента, имеющего возраст 3,5 млрд лет. Осадки, выполнявшие бассейн, были деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Локализованные здесь Pb-Cu-месторождения Раджапура-Дариба, Рампура-Агуча и Zn-Pb-Cu-месторождение Пур-Банера отнесены к типу стратабаунд. В поясе Аравалли осадочная толща со строматолитами и фосфоритами соответствует отложениям пассивной континентальной окраины и вмещает Zn-Pb-месторождения пояса Завар, приуроченные к приразломному бассейну. Комплексы пород пояса Дели с известково-песчанистыми осадками и низкокальциевыми толеитовыми вулканитами, частично «офиолитами», интерпретируются как образования островной дуги с форландом к западу и движением плиты к востоку. Zn-Pb-Cu-месторождения на юге пояса Дели имеют вулканогенный характер и могут рассматриваться как приуроченные к структуре островной дуги. Изотопные данные определяют время рудообразования в поясе Аравалли 1,6—1,8 млрд лет; в поясе Дели — 1,1 млрд лет назад.

Вольфрамовая минерализация района Дегана и Сирохи, а также оловянная минерализация района Тошем связаны с гранитами (735 млн лет). В Сингбхумском поясе возраст ранних вулканитов Данджори равен 2,3 млрд лет, а пик тектоно-термальных процессов приходится на 1,6—1,7 млрд лет. Хорошо известна медно-урановая минерализация пояса. Однако для этого региона ни одна из предложенных плит-тектонических моделей не удовлетворяет геологическим данным.

В ряде докладов освещались проблемы металлогенической специализации и рудоносности тектонических структур докембрия. Так, в докладе А. Трендалла и др. по Западной Австралии изложена наглядная типизация тектонических структур различного времени образования с выделени-

ем устойчивых (с возрастом 2,4 млрд лет) кратонов, орогенов и бассейнов. Рассмотрены различия в истории геологического развития двух кратонов Западной Австралии. Кратон Пилбара представлен гранитно-зеленокаменной областью, существенно сформировавшейся 3,6—3,0 млрд лет назад, и перекрывающимися вулканическими породами возраста 2,8—2,6 млрд лет (группа Фортескью) и породами полосчатой железистой формации возраста 2,6—2,4 млрд лет (группа Хамерсли). Кратон Йилгарн — это гранитно-зеленокаменная область возраста 3,0—2,6 млрд лет с подчиненной гнейсовой областью возраста 3,8—3,0 млрд лет. Охарактеризована минерализация выделенных типов структур. В зеленокаменных поясах обоих кратонов одновременно формировались месторождения никеля, ванадия и медно-цинковые; широко распространенное золотое оруденение сопровождало метаморфизм и интрузии гранитов, давших также пегматиты с полезной минерализацией. В период тектонической активности в орогенах были образованы эпигенетические золоторудные, урановые и полиметаллические месторождения. Железорудные месторождения в пределах кратонов связаны с породами супергенного обогащения в породах железистой формации. Алмазы и фосфатная минерализация приурочены к диатремам (лампроитам, кимберлитам и карбонатитам).

По этому же направлению на Генеральной ассамблее Комиссии по Геологической карте мира были заслушаны сообщения советских представителей Д. В. Рундквиста и В. Б. Дагелайского по типизации тектонических структур докембрия СССР и их рудоносности.

По специальной металлогении большинство докладов было посвящено геологии, закономерностям размещения и условиям образования докембрийских железорудных и марганцевых, медноколчеданных стратиформных полиметаллических, а также золоторудных месторождений различных генетических типов. Особый интерес представляли доклады по новым типам руд.

Железорудные и марганцевые месторождения более подробно

охарактеризованы индийскими учеными. С. Ачария рассмотрены региональные стратиграфические последовательности «железорудной серии» для Восточной Индии, установлены три различающиеся по положению в разрезе толщи полосчатой железистой формации, проведена корреляция и показано сходство их для Восточной и Южной Индии. К. Лаайоки и др. охарактеризовали особенности состава собственно железорудной и марганцево-железорудной формаций гранулитовой фации метаморфизма на юге кратона Карнатака.

В двух докладах Т. Маюмдер описана существенно седиментогенная модель образования железистой формации и железных руд в Индии (штаты Бихар и Орисса), базирующаяся на использовании «маркирующих» геохимических (Co/Ni; Cu/Al; Li/Mg; Ba/La) и изотопных (Sm—Nd; Rb—Sr; Pb—Pb; U/Th и др.) отношений и данных по редкоземельным элементам. Обосновывается заключение о двухстадийном процессе дезинтеграции исходных пород (ортоамфиболитов, основных изверженных пород, тоналит-трондьемитов) и химическом осаждении выщелоченных кремнезема и железа в форме первичного магнетита при полном отсутствии вулканического или гидротермально привнесенного материала. Эти же две формации (железорудная и марганцеворудная) рассмотрены С. Накви и др. на примере архейского сланцевого пояса Сандур кратона Карнатака. Показаны их геолого-химические особенности (приуроченность к пяти стратиграфическим уровням дарварской супергруппы, присутствие строматолитовых доломитов архейский возраст — 3,3—2,6 млрд лет, обедненность Ni, Cr, Co, Rb, Sr, Zr, специфика распределения редкоземельных элементов и т. д.); сделаны выводы о значительной роли биогенных процессов в становлении этих формаций.

В сообщении К. Рау и Б. Кар охарактеризован генезис гондитовой марганцевой формации Северной Индии.

Для полосчатых железорудных формаций рассмотрены также их геохимические особенности (У. Хорстман и др., Грикваленд, ЮАР), генетическая природа (Дж. Х. Омото по результатам изучения Мори, район оз. Верхнего, Канада)

палеофациальные обстановки формирования (Б. Шивакумар, Карнатака, Индия); показаны взаимоотношения железорудных и марганцевых формаций (Н. Бьюкс, Грикваленд, ЮАР).

Большое внимание было уделено стратиграфической приуроченности геолого-тектонической позиции, металлогеническим эпохам и генезису стратиформного колчеданного и полиметаллического (Cu—Zn—Pb, иногда с Au и Ag) оруденения.

Р. Истоном охарактеризовано медно-цинковое колчеданное оруденение с золотом в западной части пояса Гренвилл, провинции Онтарио, Канада. Месторождения приурочены главным образом к вулканитам среди терригенно-карбонатных толщ, возраст которых 1285—1250 млн лет, а время их метаморфизма 1240—1120 и 1070 млн лет.

Результаты изучения геологии и изотопной геохимии древних и современных медноколчеданных месторождений типа «Бесши» приведены в докладе Дж. Слэк и В. Шенкс. Это особый класс стратиформных руд, залегающих в кlastических метасадках (метапелитах и метаграувакках) с меняющимся количеством толентовых метабазальтов. Месторождения обычно состоят из преобладающих пирротина и (или) пирита, подчиненного халькопирита, с варьирующим содержанием, еще менее из сфалерита, редких галенита и арсенопирита. Тектоническая позиция месторождений этого класса оценена в геодинамическом аспекте. Для древних (протерозойских) подобных месторождений устанавливаются следующие обстановки формирования: среди осадочных толщ по зонам бывшего спрединга как в континентальных окраинах, так и в задуговых бассейнах и в пределах или по окраинам внутриконтинентальных рифтов. Вблизи островной дуги располагаются месторождения, содержащие небольшие количества фельзитовых метавулканитов; наличие зеленокаменных толщ амфиболитов при подчиненном количестве кlastических метасадков предполагает переход к офиолитам. Новая модель формирования архейских месторождений вулканогенных массивных сульфидных руд предложена Х. Омото по результатам изучения миоценовых месторождений типа Ку-

роко (Япония) и гидротермальной минерализации в современных океанических хребтах. Предполагается, что главные процессы формирования таких древних месторождений, определяемые взаимодействием морской воды и породы, принципиально не менялись с ходом геологической истории. Вместе с тем существуют определенные отличия минералогии и геохимии архейских месторождений описываемого типа от фанерозойских, указывающие на различие обстановок их формирования, например, отношения Pb (Cu+Zn+Pb), Pb/Ag и сульфат/сульфид обычно значительно ниже в архейских месторождениях, кроме того, пирротин и (или) магнетит преобладают по сравнению с пиритом в древних месторождениях.

Наблюдаемые отличия древних и молодых месторождений данного типа получают объяснение, по мнению докладчика, если принять, что геотермический градиент в верхах коры был выше в архейское время (~50 °C/км против современного 25 °C/км) и что архейские океаны были теплее (~40 °C против современных ~4 °C) и уже в то время богаты сульфатной серой ($\Delta^{34}\text{S}$ около +3 % против современного $\Delta^{34}\text{S}$ ~20 %). Более теплая обстановка в верхах архейской коры обеспечивала длительное сохранение высокой температуры в умеренно-глубинных интрузиях и способствовала циркуляции больших масс нагретой воды, что и приводило к более интенсивному формированию оруденения.

С. Мастер освещены вопросы литологии, палеофациального анализа и закономерностей локализации медного и медно-серебряного оруденения типа стратабаунд для раннепротерозойской (2,16 млрд лет) группы Дюера, Зимбабве, отлагавшейся в континентально-рифтовом бассейне по западному краю зимбабвийского кратона. Вмещающие оруденение комплексы представлены платформенными красноватыми осадками аллювиальных конусов выноса. Породы и руды метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, деформированы во время орогении Магонди (1,8 млрд лет) и на заключительной стадии панафриканской орогении —

орогении Замбези (550 млн лет). Почти все главные месторождения локализованы в формации Мангула, но лишь вблизи формации Норах. Эвапориты этой формации в значительной степени определяли соленость, высокую фугитивность кислорода и служили источником сульфатов, что имело важное значение для эволюции минерализованных рассолов. Местами в рудных телах наблюдается минеральная зональность сверху вниз и по простиранию от существенно халькозина, борнита до ассоциации борнит+халькопирит и далее — халькопирит и пирит. Серебро встречено в самородной форме, также в виде аргентита и изоморфной примеси в сульфидах. В качестве побочных продуктов из сульфидов получают заметные количества золота, платины и палладия.

В докладах М. Деб и П. Ранават рассмотрены геология и петрология полиметаллических средне-, позднепротерозойских месторождений в орогеническом поясе Бхилвара — Аравалли — Дели, северо-запад Индии. Геодинамическая обстановка формирования отдельных линейных поясов, слагающих орогенический пояс, интерпретируется по-разному. Пояс Бхилвара рассматривается как авлакоген, пояс Аравалли — пассивная континентальная окраина, пояс Дели — островная дуга. Каждый из них включает несколько стратиформных месторождений, залегающих в осадочных толщах и метаморфизованных совместно с ними. Важной составной частью вмещающих толщ являются графитовые сланцы. Месторождения представлены преимущественно Zn-Pb-Cu или Zn-Pb-типами, только на севере пояса Дели присутствуют чисто медные месторождения. Описаны этапы деформации и условия метаморфизма пояса, соответствовавшие ~650 °C/600 МПа — 575 °C/340 МПа.

Изотопное фракционирование углерода $\delta^{13}\text{C}$ между графитом и карбонатом по 8 образцам показывает отсутствие корреляции со степенью метаморфического изменения. Это предполагает, что изотопное равновесие не достигалось даже в условиях амфиболитовой фации.

Новые данные приведены для нижнепротерозойских (бирриманских)

полиметаллических и золоторудных месторождений зеленокаменного пояса Боромо, Буркина-Фасо, Западная Африка (Дж. Милези). В породах пояса установлено наличие таких металлов, как Au, Ag, Zn, Cu, Mn, Ni и Pb, дающих ряд промышленных месторождений Au, Zn-Ag, Mn, Cu. Комплекс пород испытал три этапа деформации. Минерализация располагается на различных стратиграфических уровнях: нижняя существенно осадочная толща и вулканы верхней толщи содержат Au-Cu-Zn- и Au, Zn-Pb-Cu-рудопоявления; верхняя толща в целом включает Cu-Au-штокверковую минерализацию в субвулканических диоритовых телах. Наиболее поздняя Au-минерализация связана с системой кварцевых жил в толще вулканитов и конгломератов. Подчеркнуто, что зеленокаменный пояс Боромо отличается от других подобных структур Западной Африки присутствием тел сульфидов и пространственной связью полиметаллов и золота.

По полиметаллическим месторождениям Африки укажем доклад Дж. Муре и др. по месторождениям Аггнис-Джемсберг в метаморфическом среднепротерозойском комплексе Намакваленд, Южная Африка, относящимся к типу Брокен-Хилл, Южная Австралия. Они представляют собой гигантские метаморфизованные Pb-Zn-скопления в осадочных породах. Генетическая модель рудоотложения включает несколько этапов — с коллизионных процессов в комплексах фундамента к явлениям сжатия накопленных осадков, что приводило к отделению рассолов, богатых металлами. Минерализация в региональном плане широко распространена в виде маломощных кварц-гранит-галенитовых линз в кварцитах, метапелитах и породах железистой формации. Главные месторождения Аггнис и Джемсберг ассоциируют с кварцитами и железистой формацией. Рудные минералы представлены сфалеритом (содержащим 14 % Fe), серебросодержащим галенитом и халькопиритом. В качестве термальных переходов присутствуют горизонты барита.

Необходимо отметить значительное количество докладов по различным аспектам металлогении золота.

Уточнен среднепротерозойский, пост-убендийский возраст (1,7—1,2 млрд лет) золоторудной минерализации в зонах расщепления Убендийского пояса на западе Танзании (Л. Бергман и др.); охарактеризованы рудопроявления золота в архейском зеленокаменном поясе штата Мичиган, США (Т. Бернхерст и др.); рассмотрена тектоническая позиция золоторудной минерализации в связи со щелочным магматизмом в архейской провинции Супериор, Канада (К. Хаттери).

Важная проблема установления генетической природы руд на примере позднепротерозойского золоторудного месторождения на о-ве Калуме, Квебек, Канада, поднята в докладе П. Вилльямса. Рассеянно-вкрапленное месторождение золота на Калуме является вторым по промышленному значению открытием современности в провинции Гренвилл на Канадском щите. Как и на близко расположенном месторождении Маунтобан, золотая минерализация проявлена вблизи месторождений массивных Zn-Pb-Ag-руд. Преобладающие породы месторождения Калуме — гнейсы и амфиболиты, присутствуют также высокоглиноземистые метасоматиты, являющиеся вмещающими породами для наиболее важной золотой минерализации. На основании изучения петрологии метасоматитов делается вывод о позднем метаморфо-эпигенетическом происхождении этой минерализации на Калуме.

Недавно открытое гигантское Au-Cu-U-Ag-месторождение Олимпик-Дем с железом и редкими землями, Южная Австралия, продолжает привлекать к себе пристальное внимание в плане сравнения с ним месторождений других регионов. Р. Хагги, Р. Брандом на основании большой близости минерального состава месторождений Босс-Биксби (Cu-Fe-Co, а также Au), Миссури, США, и Олимпик-Дем, сходства их геологических позиций, тесной ассоциации в обоих случаях с тектоническими брекчиями и гидротермальноизмененными экстремальными условиями делают вывод о важных прогнозных перспективах территории Мид-континента в США. Оба сравниваемых месторождения формируются вблизи активных окраин кратона, где прояв-

лены связанные в пространстве и времени процессы щелочной, кислой и основной магматической активности; на обоих месторождениях вмещающие породы представлены тектоническими брекчиями.

В докладе Н. Орескеса и др. месторождение Олимпик-Дем рассматривается в качестве неотъемлемого члена класса протерозойских Fe-TR-месторождений, связанных с континентальным рифтингом. Месторождения шельфа Стюарта, в том числе Олимпик-Дем, как и другие Fe-TR-месторождения, обладают рядом сходных характеристик: большинство известных крупных месторождений имеют среднепротерозойский возраст (для вмещающих пород — 1,1—1,7 млрд лет); располагаются внутри кратонов или по континентальным окраинам, как правило, среди кислых-средних по составу анорогенных изверженных пород; во всех месторождениях проявлена пространственная или временная связь с условиями тектонического растяжения (щелочные изверженные породы, эвапориты, проторифты); в минеральном составе преобладают магнетит или гематит, в значительном количестве присутствуют минералы F, P, а также содержащие CO_2 , богатые титаном фазы отсутствуют или редки; все месторождения содержат аномально высокие до потенциально-промышленных количества TR, чаще сосредоточенные в апатите; вмещающие породы подвержены железиному метасоматозу, обычно богаты железом серицит, хлорит и амфибол; продукты изменения варьируют с глубиной; могут присутствовать гематитовые и магнетитовые жилы, брекчии. Делается вывод, что широкое распространение этого типа месторождений с возрастом 1,4—1,5 млрд лет предполагает существование в это время глобального рифтинга.

На конгрессе был проявлен большой интерес к построению геолого-генетических моделей формирования золоторудных месторождений, разработке критериев прогноза и поисковых признаков. При этом широко использовались опубликованные материалы по СССР.

Рассматривались также проблемы образования руд хрома, титана,

ванадия, платиноидов, вольфрама, олова, редких металлов. Обратим внимание лишь на доклады, в которых обсуждались материалы по новым типам руд.

А. Де приведены геологические особенности расслоенного комплекса Ситтампунди (Южная Индия), сложенного анортозитами, габбро-норитами и пироксенитами и содержащего в нижней части анортозитовой зоны четыре хромитовых горизонта. Первичная магма комплекса отвечала по составу базальту или базальтовому коматиту; для комплекса обосновывается толеитовый (с обогащением железом) тренд магматической дифференциации. По условиям внедрения магмы этот комплекс сопоставляется с другими расслоенными образованиями (Бушвельд, Стиллутер, Маскок).

Интересные сведения были сообщены по характеру распределения и типам минерализации элементов платиновой группы в Критической Зоне Бушвельдского комплекса (Р. Скун, Х. Илс), а также по характеру распределения и факторам контроля минерализации элементов платиновой группы в одной из частей Великой Дайки (А. Налдретт, А. Вилсон).

Ограниченное количество данных было представлено по новому формационному типу месторождений — платино-палладиевым рудам в графитосодержащих горизонтах расслоенных интрузий, а также по V-Ti-Fe-Cu-рудам среди ультрабазитов габбро-анортозитовой серии в зеленокаменном поясе Шимога кратона Карнатака, Южная Индия (С. Говиндаи, А. Пахтан). Интересно в этом отношении сообщение Х. Берлен и др. о необычном типе массивных Cr-Ti-шпинелевых руд в раннепротерозойских эклогитах штата Пернамбуку, Бразилия. Небольшие согласные метамафитовые линзовидные тела смяты в складки совместно с гнейсами и мигматитами; метаморфизованы в эклогитовых условиях ($580 \pm 60^\circ\text{C}/1300 \pm 200\text{ МПа}$) и содержат два типа массивных руд: кумулятивные Cr-Ti-шпинелевые пласты и сетчатое развитие ильменомagnetита. Шпинель необычна не только валовым составом (10—70 % ульвошпинели, 25—85 % хромита, 10—65 % магнети-

та), но и зональностью — обогащенное титаном ядро и богатые хромом и магнием края. Предполагается первично океаническая природа и толеит-пикритовый характер родоначальной магмы.

Представляется целесообразным более детальное ознакомление с материалами по этому типу руд и оценка возможности выявления аналогичных типов в эклогитовых массивах докембрийских регионов и докембрийских срединных массивах в фанерозойских складчатых поясах.

Из докладов по металлогении вольфрама упомянем только те, в которых приведена характеристика новых рудноформационных типов. Значительный интерес представляют доклады китайских геологов Ю. Хуа, Р. Ней, а также Чан Ли Ган, которые для классической вольфрамоносной провинции Южного Китая охарактеризовали новые типы стратиформного вольфрамового оруденения среди докембрийских метаморфизованных терригенно-карбонатных флишевых серий (металлогенический пояс Янцзы). Отмечена ассоциация вольфрамового, сурьмяного и золотого оруденения. Вольфрамовая минерализация в Южном Китае встречается также вместе с оловянной, при этом присутствуют стратиформные шеелит-вольфрам-каситеритовые залежи подводноморского эксгальационного генезиса.

Детально разработанная классификация стратиформных вольфрамовых месторождений различного возраста, имеющая прикладной характер, приведена А. Шейлетт. Она основана на геологическом положении и генетической природе месторождений вольфрама. Докембрийские стратиформные месторождения вольфрама отнесены к классам: 1) эксгальационно-вулканогенному, подклассы дистальных (Мален, Западная Гренландия) и метаморфических амфиболитовых (в докембрийском фундаменте различных регионов); 2) согласного замещения в прямой или косвенной связи с гранитоидными интрузиями (северо-восток Бразилии).

Много докладов было посвящено условиям образования и закономерностям размещения неметаллических полезных ископаемых

А. Жаке охарактеризовал алмазодержащие оливиновые лампроиты района Кимберли, Австралия, протерозойские (1180 млн лет) лампроиты Аргайл в восточной части Кимберли и миоценовые (20 млн лет) лампроиты Эллендейл в западной части Кимберли. Они располагаются в пределах протерозойских подвижных поясов, окружающих докембрийский блок Кимберли. Приведены геохимические данные по лампроитам и петрологические данные о природе мантийного источника. Для региона Кимберли предполагается, что ранняя кратонизация (~1,8 млрд лет) мобильных поясов обусловила формирование под ними мощной (до 220 км) литосферы. Эклогиты и перидотиты, главным образом, лерцолиты были образованы в поле устойчивости алмаза в до-, ранне-среднепротерозойское время (ранее 1,5 млрд лет) и геохимически обогащены в различной степени рядом элементов, причем в эклогитах привнос шел во флюидной фазе с добавлением углерода. По мнению докладчика, алмазы в породах перидотитовой серии образовались из мантийного углерода, тогда как сильно обедненные изотопом ^{13}C алмазы эклогитов Аргайл сформированы из углерода коры.

На основании петрографических и геохимических данных, незначительно количества мантийных ксенолитов и ксенокристаллов алмазодержащих тел в районе Маджгаван и Хинота, штат Андра-Прадеш, Индия, рассматриваются как лампроиты, в противоположность телам (трубкам) района Ваджракарур — Латтаварам, Андра-Прадеш, отнесенным к алмазодержащим слюдоносным монтичеллитовым кимберлитам (Б. Скотт-Смит). Эти лампроиты и кимберлиты являются единственным известным первичным источником алмазов в Индии. Их тектоническое положение определяется приуроченностью кимберлитов к дарварскому кратону (Карнатака), тогда как лампроиты локализованы по границе кратона Аравалли и даже могут ассоциировать с рифтовой структурой.

Отдельные доклады были посвящены генезису мусковитовых пегматитов Бихар, Индия (Б. Бхаттачария, Д. Анируддха); генетической класси-

фикации баритовых месторождений Северной Америки (С. Кларк); геологии баритовых месторождений протерозойского эпикратонного бассейна Куддапах, Индия (П. Басу); использованию изотопных данных в определении обстановки образования протерозойской баритовой минерализации в Аберфелди, Шотландия (А. Холл и др.); геолого-геохимическим, в том числе изотопным, характеристикам крупнейших в КНР раннепротерозойских месторождений кристаллического графита провинции Хейлонджан (Ксу Ян Цян); особенностям генезиса и морфологическим типам месторождений фосфоритов в протерозойской толще Аравалли, Индия, в ассоциации со строматолитовыми доломитовыми известняками и мраморами (Л. Рао, С. Расул).

На основании вышеприведенного обзора можно сделать следующие выводы.

1. Возрастает интерес к проблемам рудообразования в докембрии, особенностям локализации месторождений в докембрийских комплексах пород.

2. Сырьевая база развивающихся и ряда передовых стран значительно расширяется в настоящее время главным образом за счет полезных ископаемых докембрия, таких как Cr, Ti, Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, U, алмазы; появляются районы с недавно установленными, новыми рудно-промышленными типами месторождений.

3. Не ослабевает интерес к использованию современных концепций тектоники плит при анализе докембрийской металлогении; для докембрийских месторождений широко используется сравнение с современными геодинамическими обстановками.

4. Успешно развивается прогнозирование месторождений в докембрии на основе комплексного использования геолого-геофизических, литолого-формационных, геохимических, палеовулканических методов с применением палеорекострукций, созданием специализированных карт с помощью компьютеров.

5. Рассмотрение проблемы эволюции рудообразования во времени обязательно включает исследование докембрийского этапа развития земной коры; во многих случаях подтверждено

большое значение структуры и рудности докембрийского фундамента для последующей фанерозойской металлогении.

6. Возможности изотопного датирования месторождений и процессов ру-

дообразования приводят к новому пониманию особенностей эволюции металлогении во времени, в том числе на ранних этапах становления и развития земной коры.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.075+552.323.6

© А. Д. Харьков, Б. И. Прокопчук, В. И. Ремизов, 1990

Штокверк — особый морфологический тип кимберлитовых тел

А. Д. ХАРЬКОВ, Б. И. ПРОКОПЧУК, В. И. РЕМИЗОВ (ЦНИГРИ)

Кимберлитовые породы в земной коре образуют три основных морфологических типа тел: трубчатый, дайковый, или жильный, и горизонтально залегающий пластообразный (силлы). Наиболее распространены трубчатые и дайковые формы. Кимберлитовые силлы встречаются редко; они известны и относительно хорошо изучены в Южной Африке (Дж. Б. Хотуорн, 1968). В СССР силлоподобные тела сильно карбонатизированных пород, содержащих индикаторные минералы кимберлитов (пироп и хромшпинелид), обнаружены на севере Русской платформы [4].

Настоящая статья посвящена характеристике своеобразной модификации дайковых тел кимберлитов — штокверковой. Штокверковый тип кимберлитов известен только в пределах Лесной Гвинеи. Район размещения кимберлитовых тел является частью Леоно-Либерийского кристаллического щита, сложенного серией сильно гранитизированных метаморфических пород бирримьенского возраста (средний докембрий), прорванных многочисленными пластовыми и секущими интрузиями типичных платформенных долеритов [1]. Кимберлитовые тела прорывают долериты, что доказывается как непосредственными контактами между кимберлитами и долеритами, так и наличием многочисленных ксенолитов долеритов в трубках (И. Т. Козлов, 1966).

Кимберлитовые тела локализованы в юго-восточной части Гвинеи по вытянутым зонам, представляющим собой рудоконтролирующие глубинные разломы северо-западного, субширотного и северо-восточного направления (М. Г. Бардэ, 1974). Общая площадь развития кимберлитов 15 тыс. км². В пределах зон кимберлиты распространены неравномерно: обычно региональная зона распадается на несколько локальных, каждая из которых прослеживается на 2—20 км по простиранию в виде почти непрерывной полосы выхода системы изолированных кимберлитовых тел. Полоса, как правило, имеет ширину от 2 до 5 км. Локальные зоны состоят из групп кулисообразных даек кимберлитов, на протяжении которых нередко отмечаются трубчатые тела. Кимберлитовый матизм особенно интенсивно проявляется на участках сопряжения зон тектонических нарушений различных направлений.

В Гвинее обнаружено 17 кимберлитовых тел трубчатой формы и несколько десятков дайковых тел. И. Т. Козловым (1966) дополнительно выделяются дайкоподобные тела кимберлитов. Кимберлитовые дайки по простиранию совпадают с вытянутыми локальными тектоническими зонами, которые можно назвать кимберлитовмещающими, но нередко случаи диагонального расположения даек относительно вмещающих их тектонических зон. Падения

даек преимущественно крутое до вертикального, иногда фиксируется наклонное их залегание. Мощность даек от первых сантиметров до 4—5 м, преобладают дайки мощностью до 0,5 м. Мощность тел даек варьирует по простиранию. Нередко на отдельных участках дайки расширяются, образуя характерные для них раздувы шириной 15—50 м, длиной 100 м. Протяженность даек изменяется от первых сотен метров до 1,2 км. Дайки часто сопровождаются маломощными апофизами. В пределах зон обычно отмечаются группы субпараллельных кимберлитовых даек с расстояниями между ними 15—50 м. Местами наблюдается сближение даек до 1,5—2 м. Кимберлитовые дайки взаимосвязаны с кимберлитовыми трубками: близко расположенные трубки обычно соединяются дайками. От трубок также отходят дайкоподобные тела и настоящие дайки.

Кимберлитовые трубки, как правило, овальной формы, нередко сильно вытянуты по одной оси. Некоторые вытянутые тела, по-видимому, можно отнести к раздувам даек. Размер трубок варьирует от нескольких десятков до нескольких сотен метров по длинной оси. Наиболее крупная трубка Дружба имеет размер 340×155 м, площадь 4,98 га. Каждому морфологическому типу кимберлитовых тел обычно присущ свой структурно-текстурный тип породы: трубчатые тела выполнены эруптивными брекчиями и туфобрекчиями с повышенным содержанием обломков прорванных пород (20—40 %), дайкоподобные — порфировыми кимберлитами с небольшим количеством обломочного материала (не более 5—10 %), дайковые — порфировым кимберлитом с исчезающе малым количеством обломков.

Из известных в Гвинее морфологических типов кимберлитовых тел (даек и трубок) наибольший интерес представляют зоны даек, располагающиеся обычно в местах пересечения различно ориентированных трещиноватых участков гранитоидов. В их пределах нередко находятся многочисленные иногда быстро выклинивающиеся дайки кимберлитов переменной мощности — от линзовидных тел (раздувы даек) до тонкой (шириной в нес-

колько миллиметров) сетки ветвящихся, иногда сливающихся и снова разединяющихся прожилков. Подобные системы, интенсивно насыщенные кимберлитовыми прожилками, названы штокверковыми телами кимберлитов, а при незначительном размере участков насыщения кимберлитовым материалом и присутствии большого количества тонких прожилков кимберлитов — микроштокверками. Содержание кимберлитового материала на участках развития штокверков и микроштокверков достигает 30—40 % объема. Штокверковые типы тел кимберлитов при промышленном содержании в них алмазов могут рассматриваться как рудные тела.

Кимберлитовым штокверком является, по существу, участок Фенария, где в зоне субширотного простирания (85 °С) протяженностью 2,5 км и шириной 300—350 м вскрыты и прослежены на расстояние 50—200 м многочисленные дайки мощностью 20—30 см, образующие часто очень сложную переплетающуюся сеть — раздувы (до 1 м), пережимы и выклинивания. Разветвление, расщепление, наличие прожилков и апофиз во вмещающих породах — характерная особенность кимберлитовых тел Лесной Гвинеи.

Одним из наиболее хорошо изученных штокверковых тел кимберлитов служит тело 14 (рис. 1). Оно приурочено к крутому склону водораздела ручьев Феругбан и Кесако и находится в 15 км к северо-западу от пос. Бонакоро [1; А. Д. Харьков и др., 1984]. Тело вмещает биотитовые граниты (участками разгнейсованные) и полого- и крутопадающие тела долеритов. По соседству с ним расположен небольшой по площади участок, сложенный кристаллическими сланцами, преимущественно полевошпатового состава с незначительным количеством темноцветных минералов. Кроме тела 14 в трещиноватой зоне гранитоидов субширотного простирания известно несколько даек кимберлитов мощностью 0,5—5 м (в раздувах).

Разрывная тектоника участка, помимо даек кимберлитов, подчеркивается телами долеритов и зонами милонитизации и окварцевания, часто фиксируе-

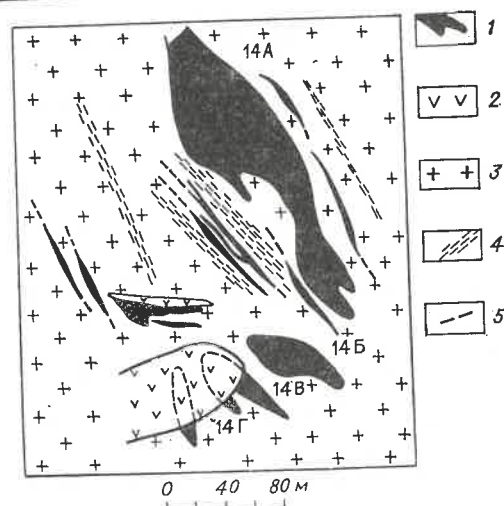


Рис. 1. Штокверковое тело кимберлитов 14 [5]:

1 — кимберлиты; 2 — долериты; 3 — кристаллические сланцы; 4 — гранитоиды; 5 — зона трещиноватости с системой прожилков кимберлитов

мыми в поле развития гранитоидов.

С помощью горных выработок установлено сложное строение кимберлитового тела 14, перекрытого мощным покровом делювия. Оно представляет собой серию сближенных тел преимущественно северо-западного простирания ($300-330^\circ$). Всего на площади 2,5 га выявлено 12 основных тел, отстоящих друг от друга на 5—25 м, и множество тонких прожилков — апофизы основных тел. Более крупные тела кимберлитов имеют вытянутую, часто дайковую форму различной мощности — от 0,1 до 50 м (в раздувах). Средний размер наиболее крупных тел 14А, 14В, 14В и 14Г в плане 175×25 м, 50×10 м, 50×12 м, 50×8 м соответственно. Кимберлитовое тело 14А в северо-западном направлении до выклинивания не прослежено. Углы падения тел колеблются от 30 до $70-80^\circ$, однако большинство из них падает под углом $70-80^\circ$ на юго-запад. Контакты тел с вмещающими породами четкие, но весьма невыдержанные как по простиранию, так и по падению; тела часто имеют четковидную форму.

По-видимому, указанными выше пределами данное штокверковое тело кимберлитов не ограничивается; отдельные маломощные дайки и прожилковидные локализации кимберлитов

вскрыты в 0,5 км на юго-восток от тела 14. О наличии более сложной системы даек кимберлитов на рассматриваемом участке говорят находки в перекрывающем делювии обломков кимберлитов, зерен пикроильменитов с примазками кимберлита в окрестностях расположения тела 14, а также особенности магнитного поля, характеризующегося рядом мелких изолированных аномалий контрастностью от -1000 до $+3000$ нТл. Часть кимберлитового штокверка (тела 14В и 14Г) как бы перекрыта пологозалегающей ($10-20^\circ$) дайкой долеритов средней мощностью 5 м. Возможно, кимберлитовая магма, встретив на своем пути экранирующее тело долеритов, изменила направление внедрения, в результате чего создано впечатление налегания траппов на кимберлиты.

Вмещающими породами тел 14А и 14В, а также находящихся вблизи них даек служат гранитоиды. Тела 14В и 14Г приурочены соответственно к контакту кристаллических сланцев и гранитоидов, к контакту дайки долеритов и кристаллических сланцев. При контактовых изменениях кимберлитов в вмещающих породах выражены слабо и заключаются в основном в довольно интенсивной серпентинизации последних; серпентин развит в виде округлых желваков размером 2—3 см и мало мощных прожилков (1—2 см). Перекрывающие кимберлитовое тело долериты пропитаны серпентином на всю сохраняющуюся мощность (от 1,5 до 7 м); серпентин выполняет промежуток между округлыми со скорлуповатой отдельностью глыбами долеритов.

Кимберлитовые породы штокверкового тела характеризуются четко выраженной порфиrowой структурой, сложенной зернами частично серпентинизированного оливина, пиропы, пикроильменита, включениями глубинных пород ультраосновного состава, редкими ксенолитами кристаллических сланцев гранитоидов, сцементированных карбонат-серпентиновой основной массой. Оливин первой генерации составляет около 40 % объема всей породы. Его зерна частично серпентинизированные, размером до 20 мм имеют овальную, изометрически-неправильную, иногда близкую к округлой форму. В псевдо-

Таблица 1

Химический состав гранатов из штокверкового тела 14, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40,22	41,24	42,12	41,16	41,36	41,33	42,43	41,48	43,50	42,57	42,50	42,96	41,49	40,79
TiO ₂	0,42	0,21	0,11	0,29	0,47	0,74	1,02	1,06	0,71	0,17	0,27	0,22	0,94	0,02
Al ₂ O ₃	13,97	17,98	19,06	19,05	17,97	19,68	18,63	18,81	20,74	22,08	22,01	22,45	20,93	22,83
Cr ₂ O ₃	11,42	6,86	5,65	5,05	4,83	3,52	2,75	2,66	1,78	1,62	1,39	1,38	0,30	0,19
FeO	7,19	7,25	7,63	10,22	12,03	7,71	9,10	8,22	7,03	7,14	7,40	7,01	9,98	12,94
MnO	0,35	0,40	0,41	0,43	0,40	0,38	0,26	0,30	0,34	0,33	0,32	0,38	0,24	0,36
MgO	18,75	19,98	20,28	18,29	16,95	20,44	20,58	20,12	22,02	21,81	21,85	21,66	19,85	17,97
CaO	6,40	5,10	5,36	4,90	5,66	4,62	4,57	4,42	4,12	4,24	4,11	4,17	3,62	3,80
Сумма	98,72	99,02	100,63	99,39	99,67	98,42	99,34	97,07	100,24	99,96	99,85	100,23	97,35	98,90
Магма	17,70	16,95	17,39	23,84	28,45	17,42	19,93	18,58	15,09	15,47	15,96	15,29	22,01	28,80
Н	1,775	1,766	1,750	1,754	—	1,746	1,746	1,746	1,740	1,745	1,742	1,735	1,753	—
ао	11,555	11,550	11,553	11,556	—	11,543	11,563	11,530	11,541	11,540	11,552	11,540	—	—

морфозах по оливину ленточные выделения серпентина образуют сетчатую, решетчатую, паркетовидную текстуру. Нередко зерна оливина включают одно-два зерна клинопироксена. Пиропы также встречаются довольно часто, их размеры 0,5—6 мм, цвет варьирует от оранжевого до фиолетово-красного, показатель преломления изменяется от 1,739 до 1,774. Вокруг большинства зерен пиропы развита келифитовая кайма сложного строения. Пикроильменит (0,1—2 см) встречается здесь чаще пиропы. Микропорфиrowые вкрапления основной массы представлены псевдоморфозами по оливину, чешуйчатыми и пластинчатыми выделениями флогопита. Псевдоморфозы по оливину второй генерации (10—15 %) идиоморфные и округло-овальные, размером 0,1—0,3 мм, сложены серпентином чешуйчато-волокнутого строения; в центральных участках псевдоморфозов развит хлорит, иногда отдельные зерна карбоната. Свежий оливин среди зерен второй генерации сохраняется редко. Флогопит (5—6 %) характеризуется таблитчатой или изометрической формой, размер зерен 0,03—0,08 мм, цвет бурый; плеохроизм довольно четкий, двупреломление высокое. Промежутки между этими минералами сложены карбонат-серпентиновым агрегатом с многочисленными зернами перовскита красно-бурого

цвета размером 0,05—0,08 мм и более многочисленными изометрично-идиоморфными зернами пикроильменита размером 0,01—0,06 мм. Нередко ильменит и перовскит образуют оторочку вокруг псевдоморфоз по оливину второй генерации. Отмечаются мельчайшие выделения апатита.

Минералы-спутники алмаза в кимберлитах тела 14 играют значительную роль и присутствуют в повышенных количествах во всех обособлениях штокверка. В северной части тела 14Г по сравнению с южной содержание пиропы резко сокращается (до знаков). В распределении пикроильменита по кимберлитовым телам четкой закономерности не наблюдается, если не считать некоторого уменьшения количества и размеров его зерен в телах 14В и 14Г и увеличения этих показателей в северной части тела 14А. В целом содержание пиропы в кимберлитах штокверка достигает 7,2 г, а пикроильменита 300 г на 10-литровую пробу. В знаковых количествах присутствует хромдиоксид.

Гранаты кимберлитов Гвинеи слабо изучены. В работе Б. М. Владимирова и др. (1971) приведены химические анализы граната кимберлитовых диатрем из навесок, включающих множество зерен этого минерала различного состава. Данные по составу отдельных однородных зерен граната (табл. 1) свидетельствуют о значительном коле-

Таблица 2

Химический состав оливина и ильменита из штокверкового тела 14, %

Оксиды	Оливин					Ильменит		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,08	39,81	40,42	40,90	40,29	—	—	—
TiO ₂	0,01	0,02	0,03	0,02	0,00	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,82	0,30
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,02	0,09	0,25	0,26	0,09
FeO	12,41	12,45	7,65	7,70	12,39	37,40	37,43	25,04
MnO	0,12	0,09	0,13	0,14	0,14	0,28	0,25	0,38
MgO	45,70	45,31	49,23	48,91	44,53	9,20	11,04	17,42
CaO	0,03	0,04	0,03	0,01	0,03	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,35	97,74	97,53	97,70	97,47	100,52	99,17	99,88
Si	1,010	1,009	1,006	1,016	1,022	0,943	0,888	0,959
Ti	—	—	—	—	—	0,011	0,023	0,008
Al	—	—	—	—	—	0,005	0,006	0,003
Cr	—	—	—	—	—	0,048	0,091	0,033
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	0,06	0,648	0,438
Fe ²⁺	0,262	0,265	0,159	0,160	0,264	0,006	0,006	0,008
Mn	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002	0,324	0,392	0,584
Mg	1,715	1,713	1,826	1,808	1,682	—	—	—
Ca	0,002	0,002	0,001	0,00	0,002	—	—	—
Сумма	2,991	2,991	2,993	2,985	2,975	2,026	2,054	2,033

бании содержания основных оксидов, в особенности Cr₂O₃ (1,68—6,47 %), FeO (7,08—12,48 %), MgO (15,68—21,87 %), CaO (4,29—9,41 %). По химическому составу гранатов, отражающему условия их образования, можно полагать, что кимберлитовый расплав вынес на поверхность из мантийных глубин дезинтегрированный материал, возникший в обстановке с широким интервалом термодинамических параметров, т. е. гранаты и другие минералы штокверкового тела происходят из разных глубин дифференцированного слоя пород верхней мантии.

Анализ пикроильменита (табл. 2) также указывают на весьма широкие вариации состава отдельных зерен этого минерала. Следует отметить наличие высокомагнезиальной разновидности, в которой содержание MgO достигает 17,42 %. Ильмениты подобного состава относительно редки в кимберлитах других регионов.

Химические анализы кимберлитов ряда трубок и даек Гвинеи [1, 5;

И. Т. Козлов, 1966] свидетельствуют о высоком содержании Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃ и некоторых других оксидов в связи с сильной выветрелостью пород (развитием в верхних горизонтах тела коры выветривания).

В табл. 3 даны составы наименее измененных кимберлитов трубчатых дайковых и штокверкового тел. По сравнению с другими морфологическими типами кимберлитов штокверковые отличаются заметно повышенным содержанием TiO₂.

В связи с рассмотрением химизма кимберлитов штокверкового тела интересным представляется вопрос о влиянии вмещающих пород на особенности состава кимберлитов. Еще И. Т. Козлов (1966) обратил внимание на повышенное содержание в гвинейских кимберлитах SiO₂, Na₂O, Al₂O₃ относительно низкое CO₂ и объяснил это влиянием гранитоидного обрамления (повышенное содержание Si, Na) и отсутствием в разрезе пород прорванных кимберлитовой магмой

Таблица 3

Химический состав кимберлитов, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	33,42	32,35	37,10	39,54	41,02	42,86	51,40	33,92	27,26	26,52
TiO ₂	1,20	3,04	1,76	1,48	1,04	1,04	0,96	1,27	0,87	1,33
Al ₂ O ₃	2,20	3,57	5,95	5,77	6,05	7,05	7,97	2,56	2,42	1,86
Cr ₂ O ₃	0,15	0,12	0,27	0,20	0,40	0,31	0,15	0,11	0,11	0,12
Fe ₂ O ₃	7,10	7,85	9,35	8,17	6,95	6,02	5,01	6,58	3,80	5,24
FeO	2,23	2,37	3,09	3,59	3,81	4,10	2,98	1,92	2,29	2,37
NiO	0,11	0,15	0,18	0,02	0,10	0,11	0,10	—	—	—
MnO	0,12	0,10	0,18	0,04	0,20	0,20	0,13	0,14	—	—
MgO	24,75	24,11	22,00	22,12	20,93	18,93	14,49	25,53	25,77	28,11
CaO	10,56	8,45	8,65	6,96	8,45	9,52	6,31	9,29	14,13	12,96
Na ₂ O	0,17	0,20	0,29	0,88	1,25	2,12	2,82	0,08	0,10	0,09
K ₂ O	0,16	1,17	2,70	2,52	2,15	2,90	1,80	0,46	0,52	0,30
P ₂ O ₅	0,06	0,30	0,84	0,20	0,45	0,47	0,32	0,26	0,29	0,34
CO ₂	7,55	6,04	2,31	1,87	2,52	0,94	0,52	7,13	11,77	9,68
H ₂ O ⁺	7,24	7,25	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,84	3,02	1,49	3,98	1,20	0,86	1,25	—	—	—
П. п. п.	1,11	—	4,56	2,73	3,52	2,94	4,09	10,92	10,21	10,84
Сумма	99,97	100,09	100,72	100,07	100,04	100,37	100,30	100,17	99,54	99,76

Примечание. 1, 2 — из штокверкового тела 14; 3, 4 — из даек Бонанкоро; 5 — из трубки № 2 Бонанкоро; 6 — из трубки № 3 Бонанкоро; 7 — из трубки № 4 Бонанкоро; 8 — трубка Мир, средний состав из 111 анализов; 9 — трубка Удачная — Западная, средний состав из 136 анализов; 10 — трубка Удачная — Восточная, средний состав из 69 анализов; анализы 3—7, по И. Т. Козлову (1966).

карбонатного материала (пониженное содержание CO₂ и CaO).

Нами с привлечением практически всего имеющегося аналитического материала по составу кимберлитов Гвинеи построен график зависимости содержания CaO от CO₂ (рис. 2). Для сравнения на график нанесены содержания названных оксидов для некоторых наименее карбонатизированных кимберлитов Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов [3]. Для подавляющего большинства проанализированных кимберлитов Гвинеи при относительно повышенном содержании CaO (от 4 до 10 %) отмечаются низкие концентрации CO₂, т. е. в них только часть CaO связана с CO₂ в кальците. Остальное количество кальция входит в состав других кальцийсодержащих минералов — апатита, перовскита. Содержание карбонатного вещества в кимберлитах Гвинеи значительно ниже, чем в кимберлитах Якутии, что объясняется отсутствием среди прорванных гвинейскими кимберлитами пород карбонатных образований. По степени насыщения карбо-

натным веществом кимберлиты штокверкового тела приближаются к относительно слабо карбонатизированным кимберлитам Якутии. В то же время по сравнению с кимберлитами Южной Африки, в которых содержание CaO и CO₂ в несколько раз ниже, чем в якутских, штокверковые кимберлиты более насыщены карбонатной составляющей. Эти данные служат подтверждением общей закономерности, заключающейся в том, что доля карбонатного материала в кимберлитах дайкового типа почти всегда повышена, что было установлено на примере кимберлитов Якутии (А. Д. Харькив, 1975). Приведенные данные еще раз свидетельствуют о том, что контаминация кимберлитами определенного количества материала вмещающих пород и инфильтрация из последних в кимберлиты легко растворимых компонентов — факт, который необходимо учитывать при петрохимических построениях.

Кимберлиты штокверкового тела 14 алмазоносны. Наиболее высокое содержание алмазов выявлено в телах

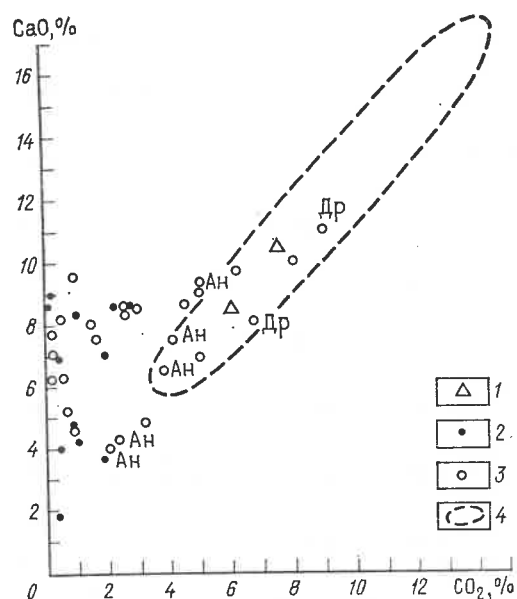


Рис. 2. Диаграмма содержания СаО и CO_2 в кимберлитовых породах:

1 — кимберлиты штокверкового тела 14; 2 — кимберлиты даек Гвинеи; 3 — кимберлитовые брекчии трубок Гвинеи (АН — трубка Антошка, Др — трубка Дружба); 4 — поле кимберлитов Якутии

14А и 14Б. В мелких прожилках также обнаружены алмазы, размеры которых обычно меньше, чем в раздувах [2].

Кимберлитовые породы штокверкового типа обладают рядом специфических особенностей. Как и большинство дайковых кимберлитов, порода штокверка отличается повышенным содержанием Ti , Fe , Ca , CO_2 (см. табл. 3), а также минералов титанистой группы — ильменита, оранжевого граната, титансодержащего флогопита. В описываемом кимберлите впервые для Африканского континента встречены редкие зерна титанклиногумита, что является дополнительным подтверждением повышенного содержания в штокверках минералов титанистой группы [6].

Формирование кимберлитовых тел штокверкового типа, по мнению авторов, во многом предопределяется особенностями состава и строения вмещающих кимберлитов пород. Как показывает практика, многочисленные в том или ином регионе дайки и их системы,

образующие иногда штокверкоподобные типы тел, формируются прежде всего в условиях жесткой рамы, сложенной изверженными или метаморфическими породами — гранитоидами в Западной Африке, долеритами Карру, Лесото [7], т. е. породами, обладающими повышенной хрупкостью и поэтому способными к раскалыванию с формированием систем и узлов трещин. Образование трещин в результате тектонических процессов и внедрения магматитов предшествовало внедрению кимберлитового расплава. В условиях Гвинеи и Лесото, где количество дайковых тел кимберлитов исключительно велико и намного превышает количество трубок, эти магматиты представлены трапповыми дайками.

В долеритах Карру, Лесото установлены незалеченные трещины одинаковой ориентировки с системой даек кимберлитов. Аналогичная картина наблюдается и в Гвинее. Внедрившаяся в жесткую и сильно трещиноватую раму кимберлитовая магма обладала относительно малой вязкостью, что способствовало ее активному проникновению в трещины и формированию системы тонких, нередко ветвящихся прожилков.

Установленные закономерности образования кимберлитовых тел штокверкового типа позволяют прогнозировать подобные формы тел в районах развития кристаллических сланцев фундамента платформы и изверженных пород. Такими районами на Сибирской платформе могут быть Анабарский кристаллический массив, где найдены единичные трубки взрывных кимберлитов, а также северные районы Якутской кимберлитовой провинции в пределах участков развития трапповых интрузий, где кимберлиты образовались позднее траппов. Поиски штокверковых тел сложны в связи с низкой эффективностью использования геофизических методов. При их поисках должна возрастать роль шлихо-минералогического метода. Из традиционных индикаторных минералов кимберлитов при поисках возрастает роль пикроильменита. Следует иметь в виду возможное повышение содержания оранжево-красного пироба, может быть встречен титанклиногумит [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А., Колесникова Т. П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. — М.: Наука, 1971.
2. Иванов И. Н., Бартошинский З. В. Некоторые особенности алмазов Лесной Гвинеи // Минералогический сборник Львовского ун-та. 1975. № 29. Вып. 3. С. 21—31.
3. Илупин И. П., Францесон Е. В., Каминский Ф. В. Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.

УДК 551.26.12+553.632(571.5)

О генезисе сальвинитов в Непском калиеносном бассейне Восточной Сибири

А. В. МАЛЫХ (Институт земной коры СО АН СССР)

Одной из главных проблем, связанных с изучением Непского калиеносного бассейна (НКБ), является генезис сальвинитов, составляющих основную промышленную залежь калийных солей Непского месторождения в бассейне р. Гаженка. Решение данной весьма актуальной проблемы и оценка влияния вторичных факторов на процессы преобразования калийных солей важны не только в теоретическом, но и практическом отношении, поскольку от этого существенно зависят представления о локальном прогнозе, направлении дальнейших поисковых работ и в целом перспективности всего бассейна. Имеются две противоположные точки зрения на генезис сальвинитов. Одни исследователи относят их к первичноосадочным образованиям [5, 7, 10], другие — к вторичным [2, 3, 4, 9].

Особенности сальвинитов — низкая магнетиальность, невысокое содержание элементов-примесей и нерастворимого остатка, повышенная аномальная концентрация брома и рубидия по сравнению с тем, что должно быть в случае кристаллизации сальвина из морской воды путем ее сгущения, первой группой исследователей связываются со специфическим составом рапы раннекембрийского солеродного бассейна и условиями седиментации калийных солей на стадии раннего диагенеза или с кристаллизацией сальвина из десцендентных растворов. В основе этих представлений лежит идея о первичноосадочном происхождении сальвинитов НКБ, садка которых происходила в конседиментационных палеодепрессиях (прогибах) или отрицательных формах рельефа дна [10].

Если мнение о первичноосадочном происхождении карналлитовых пород ни у кого не вызывает сомнения и приемлемо для нижних и верхних горизонтов сальвинитов в сальвинит-карналлитовом типе разреза в целом для впадины Непского бассейна, то для сальвинитовой залежи Непского месторождения существующий фактический материал не позволяет принять эту точку зрения. Геохимические и структурно-вещественные особенности

4. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы/А. Ф. Станковский, Е. М. Веричев, В. П. Гриб и др. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 6. С. 325—328.
5. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Ремизов В. И. Особенности вторичного минералообразования в кимберлитовых породах Гвинеи // Геология и геофизика. 1984. № 11. С. 64—72.
6. Харьков А. Д., Прокопчук Б. И. Первая находка титаноклиногумита в кимберлитах африканского континента // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1988. Ч. № 6. С. 675—681.
7. Lesotho kimberlites. Maseru, 1973.

Принята редколлегией 26 декабря 1988 г.

© А. В. Малых, 1990

солей, возрастные определения сальвинитов [6], структурные особенности Непского месторождения [4, 9], а также полученные в настоящее время новые данные свидетельствуют о вторичном генезисе сальвинитовой залежи и наличии широко проявленных зон преобразования, изучение которых весьма важно для определения генезиса и химизма преобразования калийных солей, а также при разведке, оценке запасов и эксплуатации месторождения.

Непское месторождение расположено во внутренней относительно слабо дислоцированной части калиеносного бассейна, ограниченной зонами линейной складчатости [2, 3]. В районе месторождения закартированы вулканические трубки с железорудным оруденением, которые прорывают калийный горизонт, представленный в основном сальвинитами мощностью до 40 м, на глубине около 900 м от поверхности. Наиболее крупная (660×450 м) Шолоховская трубка триасового возраста находится в центральной части месторождения (рис. 1). Она имеет в плане округло-овальную форму. Жерло трубки выполнено разнообломочными туфами, туфобрекчиями основного состава с крупными блоками ксенотуфов и обломками осадочных пород, дайками долеритов. В стадию рудообразования (юра — ранний мел) в результате гидротермально-метасоматической проработки пород образовались метасоматиты и скарноводные тела магнетит-кальцитового состава с гранатом, гидрослюда и сульфидной минерализацией, представленной преимущественно пиритом, халькопиритом, пирротинном, как и на железорудных месторождениях Ангара-Илимской провинции [8].

Буровой профиль (рис. 2), пройденный через Шолоховскую трубку, вскрыл различные типы разрезов калиеносного горизонта — от сальвинит-карналлитового и существенно карналлитового на флангах месторождения (скв. 51, 57) до сальвинитового в центральной части (скв. 53, 117, 138) и почти до полного выщелачивания горизонта вблизи тела трубки. Первые два типа тяготеют к присво-

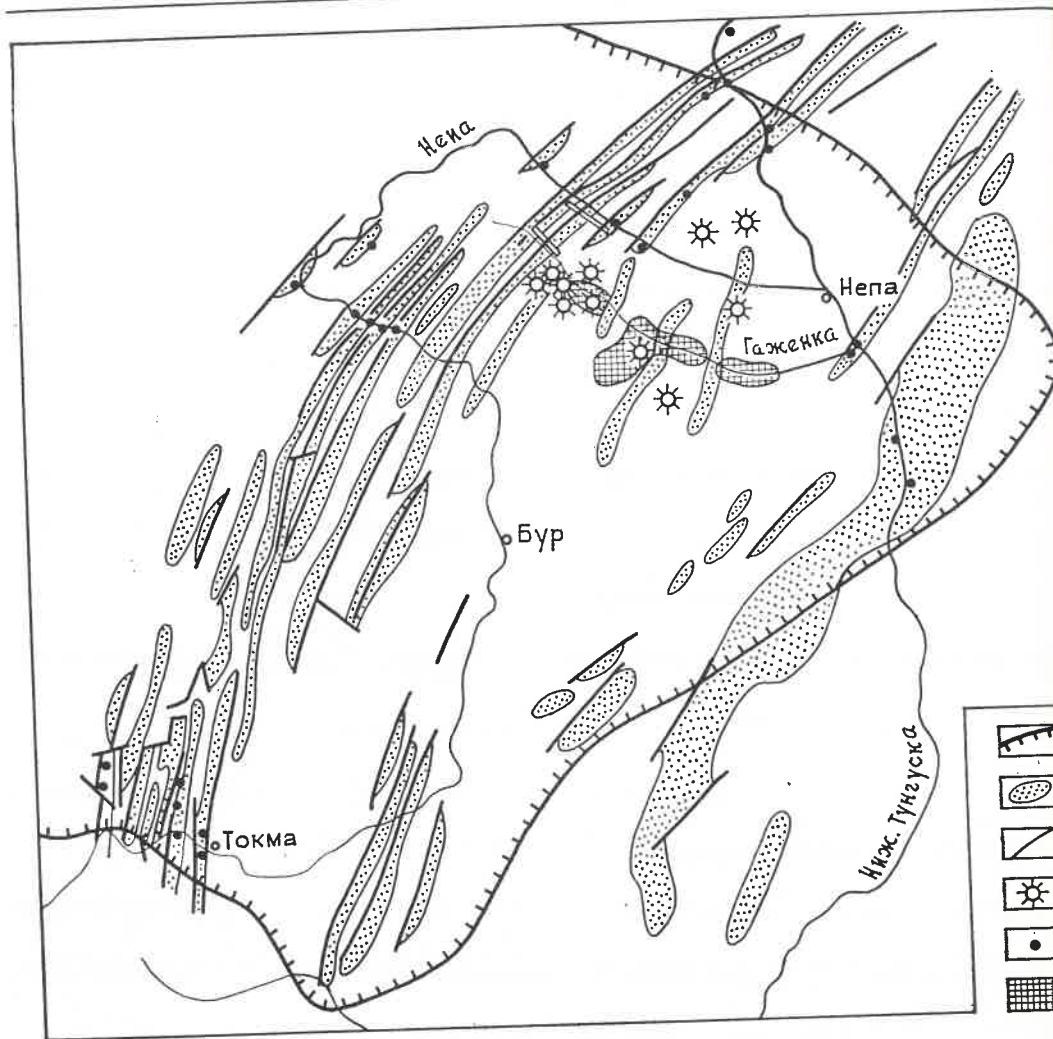


Рис. 1. Схема расположения Непского месторождения сильвинитов и вулканических трубок взрыва:

1 — предполагаемые контуры бассейна; 2 — линейные антиклинали, брахиантиклинали, склад-

ковым частям положительных структур и характеризуются увеличением мощности калиеносного горизонта [4]. Аналогичные изменения мощности по латерали отмечаются, например, на некоторых участках Верхнекамского, Верхнепечорского калиеносных бассейнов. Здесь также выделяются три типа разрезов с резко меняющейся мощностью пластов на небольших расстояниях, причем наблюдается тенденция уменьшения мощности разрезов сильвинитового типа по сравнению с карналлитовым. В скв. 116, пробуренной в околотрубочном пространстве в 200—250 м от жерла (см. рис. 2), калийные соли замещаются каменной, переслаивающейся с карбонат-ангидрит-галитовыми породами. Для каменной соли характерны перекристаллизация с

ко-надвигов, складко-взбросы; 3 — разрывы, нарушения; 4 — трубки взрыва (черное — Шлоховская трубка); 5 — выходы на поверхность соляных источников в зонах разгрузки; 6 — сильвинитовая залежь

развитием шпатовых и гигантозернистых структур, насыщенность газами, особенно в нижней замещенной части разреза.

Карбонат-ангидрит-галитовые породы чередуются с породами, насыщенными газом. Интенсивная сульфатизация и доломитизация, темно-серого и серого цвета по данным ПГО «Иркутскгеология» имеют массивный туфогенный порода и скарновых метасоматитовидную или «очковую» текстуру, разнородных трубок Ангара-Илимской провинции, пойкилитовую или порфиробластную текстуру. Как и для каменной соли, для ско-Гаженского района. Они указывают на характерные перекристаллизация, газонах тесную взаимосвязь с процессами вторичного преобразования калийных солей и могут служить поисковым признаком местонахождения последних на глубине. Вулканические трубки не только играют отрицательную роль, но и способствуют постепенным переходам к каменной соли и в около-

находятся в переслаивании с ней. Каменная соль на контакте с карбонат-ангидрит-галитовыми породами нередко приобретает пятнистую окраску. Пространственно карбонат-ангидрит-галитовые породы приурочены к сильвинитовому типу разреза и отсутствуют среди карналлитовых пород. Сильвиниты в случае присутствия в разрезе этих пород на других участках месторождения часто нестроокрашенные — розово-красные, бурые, оранжево-серые, пятнисто-полосчатые, нередко имеют конгломератовидную текстуру (скв. 111, 152, 162, 176, 200). По мнению автора, карбонат-ангидрит-галитовые породы образовались под воздействием гидротермальных растворов, циркулировавших по трубке взрыва и тектонически ослабленным зонам в стадии минералообразования, а также при внедрении траппов. В скв. 14, вскрывшей тело долеритов в подстилающей калиеносный горизонт каменной соли, карбонат-ангидрит-галитовые породы обнаружены как на контакте с долеритами, так и выше среди сильвинитов.

Породы, слагающие трубки, в свою очередь, подверглись воздействию процессов доломитизации, ангидритизации, огнисования и засоления, о чем свидетельствует наличие гнезд, включений и прожилков оранжевого и светлого галита. В скв. 145, пробуренной в теле трубки до глубины 1012 м, туфы, туфобрекчи и скарновые метасоматиты замещаются доломит-ангидритовой породой. В измененных туфах и метасоматитах доломит развивается по кальциту, а также обломкам стекла, базальтов, рудным и скарновым минералам, образуя цемент замещения. При этом в туфах и туфобрекчиях отмечаются переходы от карбонатизированных разностей, в которых первичная брекчиевая текстура сохраняется, до полностью преобразованных в доломит-ангидритовую породу.

В результате доломитизации скарновых метасоматитов магнетит-кальцитовые и гидрослюдисто-хлорит-серпентин-кальцитовые породы, кальцит-гранатовые скарны превращаются в доломит-магнетитовые, хлорит-серпентин-доломитовые, кремнисто-гидрослюдисто-доломитовые и доломитовые, а при наложении ангидритизации — в ангидрит-гидрослюдистые, кремнисто-ангидрит-доломитовые и магнетит-ангидрит-кальцит-доломитовые. Подобные широко проявленные процессы доломитизации пород в трубке можно объяснить избыточным приносом гидротермальными растворами и растворами $MgCl_2$ в результате разрушения и вторичного преобразования карналлитовых пород сильвиниты в околотрубочном пространстве, предполагаемый химизм которого нами рассмотрен ранее [9].

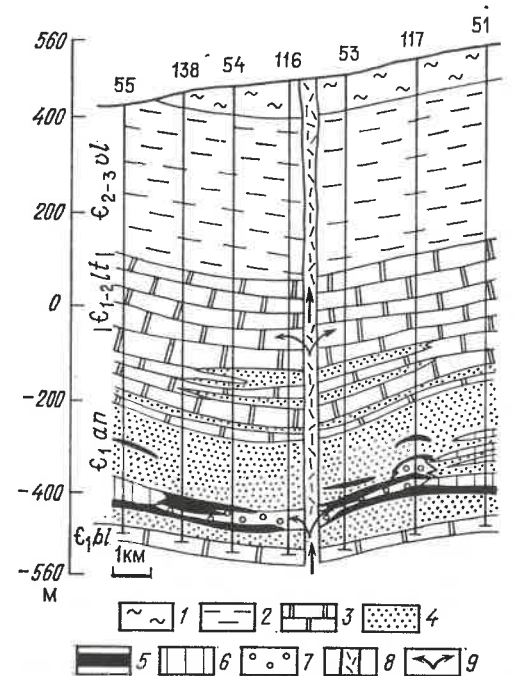


Рис. 2. Геологический разрез по буровому профилю скважины ПГО «Иркутскгеология»:

1 — ордовик; 2 — верхненская свита (E_{2-vl}); литвинцевская (E_{1-lt}), ангарская (E_{1-an}), булайская (E_{1-bl}) свиты; 3 — доломиты, известняки, карбонатные брекчи, 4 — каменная соль; 5 — сильвиниты; 6 — карналлиты; 7 — каменная соль и карбонат-ангидрит-галитовые породы зоны замещения; 8 — вулканическая трубка взрыва; 9 — направление движения преобразующих рассолов и гидротермальных растворов

при удалении от них по латерали преобразованию карналлитов в сильвиниты, формированию сильвинитовой залежи.

Итак, приведенные данные подтверждают высказывания о вторичности сильвинитовой залежи Непского месторождения и трудно объяснимы с позиций гипотезы о их первично-осадочном происхождении.

В пользу этого, помимо наличия окрашенного сильвина в виде прожилков по трещинам в карбонат-ангидрит-галитовой породе (скв. 117, 117а) и ангидрит-доломиты маркирующего горизонта гаженской пачки (скв. 68), а также в перекрывающей ее сульфатно-карбонатно-соляной части разреза ангарской свиты (скв. 153), свидетельствует также присутствие борачита в сильвинитосодержащих породах, который является, по мнению Т. Д. Аксеновой [1], прямым признаком вторичности калийных солей.

При дальнейшем изучении рассматриваемой проблемы необходимо акцентировать внимание исследователей на следующем.

Проблему формирования и преобразования калийных залежей в Непском бассейне следует анализировать, используя комплекс факторов. Прежде всего это относится к оценке роли траппового магматизма, существенно из-

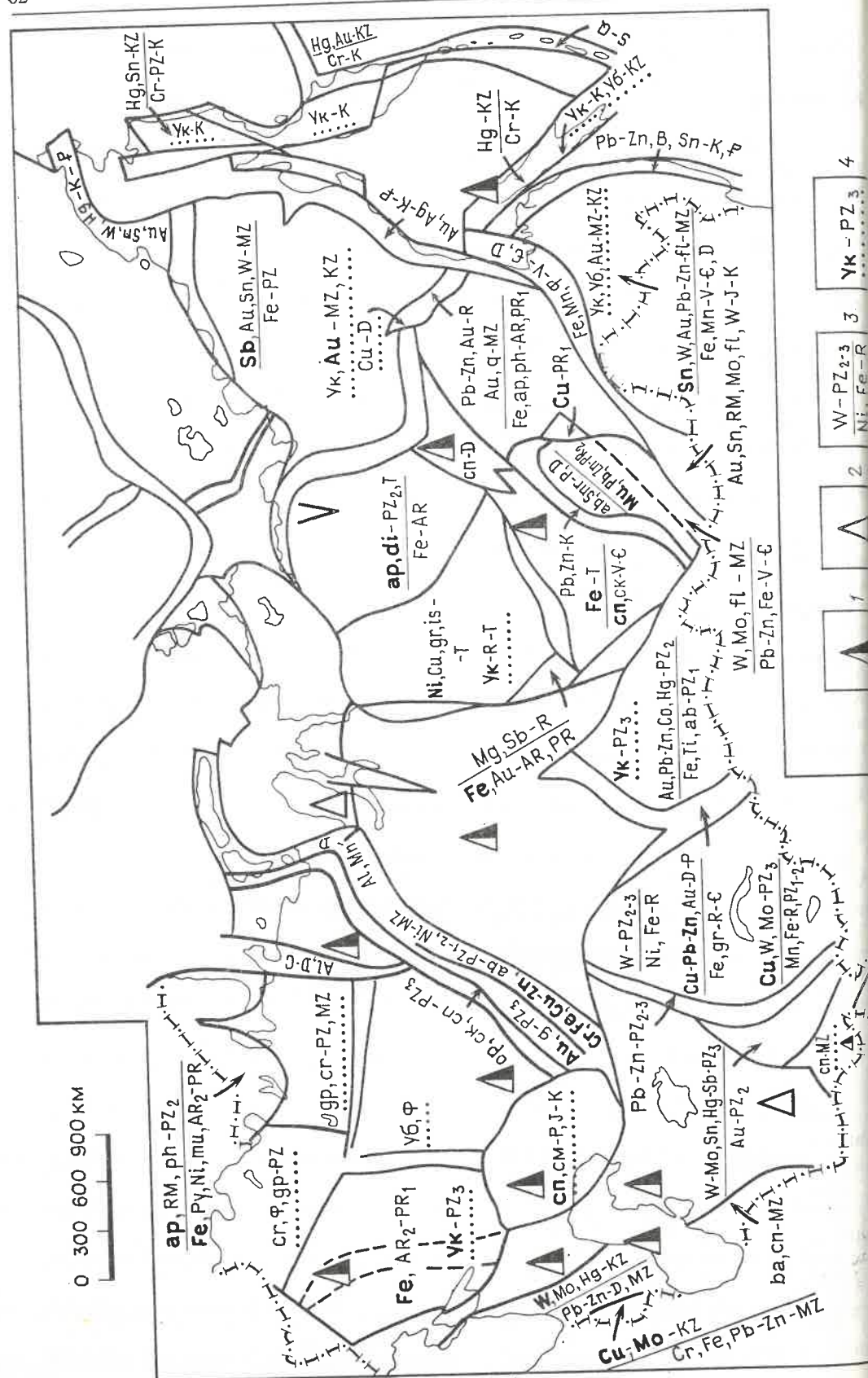


Рис. 4. Схема минерагенической специфики геоблоков СССР: условные обозн. см. рис. 2 и 3

Кратонные геоблоки, составляющие высокоподнятый фундамент древних платформ, на территории СССР немногочисленны. На северо-западе Восточно-Европейской платформы это Карело-Кольский геоблок и юго-восток Свеккофенского геоблока, слага-

Рис. 3. Минерагенические особенности территории СССР (использованы Схема расположения металлогенических провинций и субпровинций СССР, 1988; Карта полезных ископаемых СССР, 1987):

1 — нефть и газ; 2 — газ; 3 — дробь: знаменатель — эндогенные, метаморфогенные и седиментогенно-вулканогенные месторождения; 4 — седиментогенные месторождения; di — алмаз, ap — апатит, ab — асбест, ba — барит, gr — гипс, ангидрит, gr — графит, is — исландский шпат, q — кварц (и кварциты), mg — магнезит, mi — мусковит, ru — пирит, S — сера, ph — флогопит, fl — флюорит, spg — синнырит; Ф — фосфориты; уголь: Ук — каменный, Уб — бурый, сл — сланцы горючие; соль: сп — поваренная, ск — калийная, см — магниевая; доминантные полезные ископаемые выделены жирным шрифтом

ющие значительную часть Балтийского щита. Особенность последнего — почти полное отсутствие неизменного архейского фундамента. Приладожье, включающее Выборгский массив гранитов рапакиви (1,65—1,55 млрд лет), несет черты, характерные для заклю-

чительных этапов развития Свекофенского геоблока, расположенного преимущественно в Финляндии и Швеции. Фенно-Карельская зона высокотемпературного метаморфизма служит западной границей Карело-Кольского геоблока.

Днепровский геоблок, разделенный Днепровско-Донецким авлакогеном на Украинский и Воронежский мегаблоки, в соответствии с палеогеологическими реконструкциями до конца рифея был единой структурой. По геологическим и геофизическим данным выделяется ряд мегаблоков в Украинском щите. По циркону возраст ультрабазитов этого щита определен как 3,7 млрд лет (В. Е. Хаин, Н. А. Божко с ссылкой на Г. И. Каляева, 1988).

По новой сводке (А. Н. Берковский и др., 1989) в фундаменте Восточно-Европейской платформы различается около десятка «зеленокаменных» поясов и зон общей площадью 265 тыс. км². Эти структуры (проторифтоиды, по А. В. Чекунову) вследствие подъема мантийных диапиров обладали аномально высоким термальным режимом, обусловившим растяжение и раздвиг литосферы. Наиболее древние зеленокаменные пояса в Карело-Кольском геоблоке известны на Кольском п-ове (3—2,8 млрд лет), а в Украинском мегаблоке — в Среднем Приднепровье (3,2—3 млрд лет).

Для геоблоков Восточно-Европейской платформы характерна концентрация крупных месторождений железистых кварцитов. Днепровский геоблок (16,6 млрд т — Кривой Рог; 82 млрд т — только богатые руды КМА) относится к числу уникальных железорудных провинций Мира. Яркой вспышкой в девоне было внедрение апатитовых нефелиновых сиенитов, которыми сформированы Хибинский и Ловозерский массивы с их месторождением апатит-нефелиновых и редкометалльных руд [4; 3, т. 1].

К месторождениям, связанным с ангулярным классом структур, относятся из эндогенной группы — протерозойские медно-никелевые Печенгского и Аллареченского рудных районов, приуроченные к северо-западному внешнему углу Карело-Кольского геоблока, и из экзогенной — нефтегазоносные рай-

оны внутренних углов, входящих в платформу (таблица).

Кратонные геоблоки Сибирской платформы [3, 4, 5] — яркий пример, когда литосфера претерпела раннюю (рифейскую) стабилизацию и последующее обновление (PZ, MZ). Здесь выделяются принципиально различные пары структур: анастабильные с длительными восходящими движениями (Алдано-Становой и Анабарский геоблоки) и катастабильные с четкой тенденцией к погружению — Ангарский и Тунгусский геоблоки. Каждый из них характеризуется глубинными мантийными и корово-мантийными неоднородностями и соответственно тектонической и минерагенической спецификой. Под Алдано-Становым и Анабарским геоблоками отсутствует сколько-нибудь развитая астеносфера, тогда как под Тунгусским установлена мощная астенотинза.

Неповторимый в других кратонных геоблоках структурный рисунок Алдано-Станового геоблока вызвал необходимость в специальной терминологии. Выявлено, что кристаллические образования раннего архея алданид состоят из первичные «каменные плиты» — литоплиты Иенгский и Тимптоно-Уяский, разделенные близмеридиональной Сутамской межлитоплитовой зоной [2].

Наиболее впечатляющими особенностями, имеющими крупное минерагеническое значение, рассматриваемого геоблока следует считать наличие позднерифейской тектоно-магматической и мезозойской седиментогенной магматогенной активизации. Первая (Н. С. Малич, Е. П. Миронюк и др., 1987) характерна массивами центрального типа, отнесенными к арбарахстанскому (инглийскому) комплексу (йолит-карбонатитовая формация) радиогенным возрастом 688—680 млн лет. Ко второй (150—90 млн лет) принадлежат щелочные, средние и кислые породы Кондерского и Инаглинского массивов.

Контрастность геологических событий в пределах Алданского щита доказывается образованием уникальной Южно-Якутской цепи (850 км) впадин рифтогенного типа. К ней приурочены разрабатываемые высококачественные (включая коксующиеся) угли в Ю-

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

«Аэрогеология»

«АЭРОГЕОЛОГИЯ»

Производственное геологическое объединение «Аэрогеология» предлагает советским и зарубежным геологическим организациям и фирмам услуги и помощь в области изобретательства, оформления прав на все виды промышленной собственности, включая оформление заявок на изобретения, открытия, промышленные образцы, товарные знаки.

Объединение «Аэрогеология» по желанию заказчика проводит оценку технического уровня разработки, ее экспертизу, составляет аналитические отчеты и экспертные заключения.

Кроме того, объединение готово оказать:

помощь в установлении факта внедрения;

все виды правовых консультаций по вопросам промышленной собственности;

услуги по оформлению контрактных материалов и поискам коммерческих партнеров;

помощь в организации и художественном оформлении выставок, ярмарок и т. п.

Работы выполняются качественно, квалифицированными специалистами с учетом пожеланий заказчика и в согласованные сроки.

С предложениями просим обращаться по адресу: 117071, Москва, Ленинский просп., 35. Телефоны: 234-16-50, 232-03-82. Телетайп 207316 Кливаж.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

МЕТАЛЛО-ГЕНИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ И ПОНЯТИЙ

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

OF METALLOGENIC TERMS AND NOTIONS

составлен ВСЕГЕИ по договору с Министерством геологии СССР. Впервые за последние 25 лет на основе обобщения опыта научных и прикладных исследований систематизированы основные термины и понятия, используемые при теоретических и прикладных металлогенических и прогнозно-металлогенических разработках.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

содержит 1500 определений. В нем раскрыты смысл, содержание и значение терминов, составляющих понятийную, методологическую и методическую базу современной металлогении, а также терминов и понятий смежных наук о Земле.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

синтезирует, упорядочивает и унифицирует сложную систему терминов и понятий, включая и появившиеся в последние годы.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

содержит всю информацию, необходимую для достижения современного терминологического уровня металлогенических и прогнозно-металлогенических построений.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

необходим каждому специалисту, исследующему проблемы рудоносности, геологам, чья деятельность направлена на выявление потенциала рудоносности, прогноз, поиски и оценку рудных месторождений.

СЛОВАРЬ-СПРАВОЧНИК

издается ВСЕГЕИ в 1990 г. и реализуется только по заявкам по договорной цене.

В приобретении словаря-справочника вам окажет услуги группа реализации ВСЕГЕИ, ожидающая ваших заявок по адресу: 199026, Ленинград, Средний пр., 74.

compiled at VSEGEI by agreement of the Ministry of Geology of the USSR.

For the first time in the last 25 years, the systematics of principal terms and notions used in the course of theoretical and applied metallogenic and prognostic metallogenic work is accomplished proceeding from generalization of the experience of scientific and applied studies.

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

comprises 1500 definitions. It presents the sense, content and purpose of terms, making up the conceptual, methodological and methodical basis of modern metallogeny as well as terms and notions from adjacent fields of the Earth science.

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

synthesizes, orders and unifies a composite system of terms and notions, including those which appeared in the last years.

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

contains all the information necessary to attain the modern terminological level of metallogenic and predictive metallogenic constructions.

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

is necessary for every specialist who studies the problems of ore presence and for all the geologists whose activity is aimed at revealing the ore presence potential, prediction, exploration and evaluation of ore deposits.

GLOSSARY-REFERENCE BOOK

will be published by VSEGEI in 1990 and will be sold only to orders at an agreed price.

The Realization Group of VSEGEI, which awaits your orders to the address: 199026, Leningrad, Sredny pr., 74, will render services to you as regards the purchase of the Glossary-reference book.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ПОИСКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ОСНОВЕ НОВОГО ОРИГИНАЛЬНОГО МЕТОДА- ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Метод разработан в Институте геологических наук им. Сатпаева АН КазССР, апробирован и внедряется ПГО «Аэрогеология» Мингео СССР.

С помощью тектонофациального картирования, по результатам геодинамического анализа регионов и структурных зон, успешно выделяются рудные районы и рудоносные структуры различного ранга, вмещающие месторождения полиметаллов, золота, углеводородов и др.

Тектонофациальный анализ обеспечивает максимальную точность построения опорных стратиграфических разрезов и интерпретации региональных геофизических профилей;

выявляет инженерно-геологические условия в различных геологических комплексах.

Всем заинтересованным организациям, совместным предприятиям и зарубежным фирмам предлагаем:

составление тектонофациальных карт;
обучение специалистов теории и технологии тектонофациального анализа;

создание временных творческих коллективов и проведение совместных научно-исследовательских работ.

Средне- и крупномасштабные тектонофациальные карты по стоимости близки обычным геологическим, мелкомасштабные составляются с применением материалов космических и аэросъемок по более экономичной технологии.

Работы проводятся на контрактной основе. При внедрении метода рекомендуются авторский контроль и участие разработчиков. Авторские права защищены публикациями (монографии, статьи) и авторскими свидетельствами.

По вопросам заключения договоров просим обращаться по адресам:

117071, г. Москва,
Ленинский пр., 35,
ПГО «Аэрогеология».
Телефон 234-16-50.
Телетайп 207316 Кливаж.

480100, г. Алма-Ата,
ул. Калинина, 69а,
лаборатория тектоники
Института геологических
наук им. Сатпаева.
Телефоны: 61-50-96,
61-56-08.

Типовые ангулярные структуры СССР

Граничные углы										Клинораздвиговые системы		
Общая характеристика	Рудоносные			Нефтегазоносные			Нефтегазоносные		Возможно нефтегазоносные	Охотоморские и смежные		
	Внешние		Внутренние	Оренбургский	Непский	Тимано-Печорская	Вилейская					
	Печенгский	Норильский						Кокчетавский			Уянский	Уджинский
Структурное положение	Северо-запад Карело-Кольского геоблока на стыке со Скандинавскими каледонидами	Северо-запад Тунгусского геоблока на стыке с Прииенсейскими байкальскими каледонидами	Северный выступ Казахстанского геоблока	Юго-восток Алдано-Станового геоблока	Между Анабарской и Оленекской антиклизмами	Юго-восток Волго-Камского геоблока на краю флексуры Северного Прикаспия	Северо-восточный угол Ангарского геоблока Включает Нелско-Ботуобинскую антеклизу	Северо-восток Русской платформы, отложенный Тиманом и Северным Уралом	Между Анабарским и Алданостановым геоблоками	В углах Охотского и Японского геоблоков; «впадины»: Пенжинская, Дерюгинская, Татарского пролива		
	Палеорифтогенная структура с вулканическими элементами основного состава и ультрабазитами	Развитая сеть разломов в вершине угла. Триасовые щелочно-базитовые и ультрабазитовые интрузивы	Массив (AR, PR), обремененный каледонидами. Гранитоидные купола. Периодит-пироксенитовые и щелочно-ультрабазитовые плутоны	Сочленение плутонов анортозитов (AR), щелочных гранитов (PR ₂) и ультрабазитовых конгломератов (PR, MZ)	Существенно триасовый щелочно-ультрабазитовый тектонический узел	Биогермные постройки (P ₁) в вершине угла — Соль-Илецкий выступ	Сводовое поднятие (R—PZ ₁) На его периферии — зона линейных складок	Клавишная, близкая к секторальной раздробленность авлакогенного (R—PZ) типа. Возможны на глубине дораздвиговые останцы (AR—PR) и интрузивы основного состава	Флексурные ограничения с плотностными уступами. Заполненные осадками в PZ ₂ —MZ, трахибазальты, кимберлиты. Авлакогенная (R) предгорья	Грабенообразные структуры (K ₁₋₂); покрытые чехлом (P ₂ —N ₁ и N). Разрыв в MZ и KZ (P ₃ —N ₁)		
Геологические особенности	Высокая магматическая мощность	Флюидно-магматическая проницаемость	Та, Nb, Sn, Pb; Cu—Ni; редкие металлы	Апатит; редкие земли; благородные металлы	Апатит; редкие металлы кимберлиты	Важная часть Уфимско-Оренбургской газонефтеносной области (D, C, P)	Нефтегазосность (V—E ₁) Поваренная и калийная соли (V ₃ —E ₂)	9 нефтегазоносных комплексов: O, O ₁ , S; D ₂₋₃ , D ₃ —C ₁ ¹ , C ₁ ¹⁻² , C ₃ —P ₁ , P ₁ , P ₂ , T	Солёные диатризы (D), газонефтеносные комплексы (PZ ₃ —J) Возможна нефтегазосность в V—PZ ₂	Главные перспективные нефтегазоносности связываются с N		
	Медь — никель											
Минералогия												

ной Якутии. Близко по времени к формированию седиментогенных бассейнов развивался на щите калиевый щелочной магматизм с золотоносными фергусит-сиенитовой и лейцит-трахитовой формациями, а также породы, близкие по составу к кимберлитам и низкотитанистым лампроитам (Е. П. Миرونюк, 1987).

Становиды структурным рисунком и по геофизическим характеристикам заметно отличаются от алданид.

Наложенные структуры активизации характерны для Западного Забайкалья. Это цепочки узких рифтов, выполненных пермскими и юрско-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными континентальными толщами. К рифтам приурочены эпitherмальные месторождения, наиболее важные среди которых флюоритовые. В новейших сводках [2; 3, т. 7] подробно освещается весьма широкое проявление в Становой области разновозрастного магматизма. В гранитоидах заметно преобладание Na_2O над K_2O .

В центральной обнаженной части Анабарского геоблока выделяется несколько гранулитовых глыб и межглыбовых зон, в которых обнаружены мегаксенолиты энтербито-гнейсового основания. Не исключено, что такое глубинное строение с заметным участием энтербитов (щелочных чарнокитов) предопределило последующее специфическое развитие геоблока. Дальнейшая магматическая история его оказалась неповторимой в других кратонных геоблоках. Здесь сосредоточены следующие щелочные образования: 1) дайки и штоки (1 млрд лет) монзонит-порфиров, сиенит-порфиров, сиенит-габбро; 2) нефелиновые и щелочные сиениты, мельтейгиты (365—345 млн лет) и кимберлиты (400—350 млн лет); 3) щелочно-основные трахидолериты, монзонит-порфировые кимберлиты (248—240 млн лет и моложе).

Минерализация Анабарского геоблока специфична для верхнего структурного этажа, связанного с палеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизацией. В цокольном этаже, территориально совпадающем с Анабарским протомассивом, в энтербито-гнейсовом основании известны железорудные зоны и узлы расслоенного титаномagne-

титового оруденения. Уникальна щелочно-ультрабазитовая, карбонатитовая и кимберлитовая (в том числе редкометалльно-кимберлитовая) минерализация.

Западные катастабильные геоблоки Сибирской платформы заметно отличаются по геологическим и минералогическим особенностям. Ангарский выделен в ранне-среднекембрийской (песчано)-ангидрито-доломитовой карбонатно-галитовой, среднекембрийской — ордовикской алевроито-мергельной, среднеордовикско-девонской песчаноцветной формациями платформенного чехла. Особенно выразительна Лено-Тунгусская солеродная зона (бассейн) площадью около 1,5 млн км², развивающаяся от середины — конца венда (молотская свита) до среднекембрия. Общая мощность отложений каменной соли в центре Иркутского амфитеатра достигает 1 км. Общие запасы поваренной соли высокого качества оцениваются в сотни триллионов тонн [3, 4]. К завершающим стадиям соленакопления приурочена калиеносность Ангарского геоблока.

Северо-Восточный граничный с Байкальским геоблоком угол Ангарского геоблока занимает Непско-Ботуобинская антеклиз (0,25 млн км²), составляющая основную часть Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Основными чехол антеклизы представлены отложениями венда и кембрия. Различаются несколько резервуаров: вендский (нижненепский) и венд-кембрийские (верхненепский, нижнеиктешский, нижне- и верхнеданиловские и усть-кутский). Промышленная нефтегазоносность доказана для резервуаров нижненепского, верхнеданиловского и др.

Другой важной минералогической особенностью рассматриваемого геоблока следует считать наличие крупных магнетитовых месторождений (Коршуновское, Рудногорское и др.), связанных с траппами (P_2 —Т). Как указывают Г. А. Соколов и В. А. Григорьев, их неповторимая особенность — залегание в нижних горизонтах платформенного чехла, содержащих галогенные отложения.

Обширный Тунгусский геоблок, составляющий основную часть Северо-Азиатской мегапровинции [3, т. 10],

характеризующийся крупнейшими на континентах скоплениями магматических образований мафитового состава, начал вычленяться на Сибирской платформе с раннего протерозоя (Е. П. Миرونюк, Н. С. Малич, 1987) или, возможно, даже с архея. В это время он был рассечен меденосными протоавлакогенами, а в последующем выделялся особым структурно-формационным ареалом с пестроцветными сульфатно-карбонатными (O_2 — D_1), галогенными (O_3) и терригенно-угленосными (C_1 — P) формациями. В пределах геоблока, испытавшего интенсивное дробление на фоне общего воздымания, находится уникальная по мощности (до 3,5 км) толща существенно триасовых траппов. Общий объем излившейся и внедрившейся в виде силлов массы толеит-базальтовой магмы составляет несколько сот тысяч кубических километров. Предполагается, что газонасыщенные толеит-базальтовые расплавы всплывали над большей частью поверхности геоблока по закону инверсии плотностей.

В целом Тунгусский металлогенный геоблок (мегаблок, по Н. С. Маличу и Е. В. Тугановой) характеризуется повторением медьсодержащих рудных формаций как экзогенного, так и эндогенного происхождения (ранний протерозой, поздний рифей, кембрий, триас). Особое место занимают медно-никелевые месторождения Норильско-Талнахского района, а также Тунгусская (C — P) угленосная провинция, охватывающая обширные площади по периферии геоблока и отличающаяся обилием прорывающих угленосные отложения траппов. С последними также связаны месторождения графита и исландского шпата.

Геоблоки молодых платформ. В пределах СССР молодые платформы формировались на гетерогенном мозаично-складчатом фундаменте. На Скифско-Туранской и Западно-Сибирской платформах, представляющих собой по данным геофизики и бурения катастабильные геоблоки с мощным осадочным заполнением депрессий, в фундаменте наблюдается сложная мозаика массивов, складчатых систем и различных структурных швов [3, т. 10].

Массивы фундамента Скифско-Туранского геоблока имеют существенно

байкальское основание, а складчатые системы, их обрамляющие, — герцинские. Своей треугольной формой выделяются Устьуртский, Карабогазский и Мургабский массивы, расположенные в граничных углах. Принято считать, что герцинские структуры фундамента закончили развитие в триасе (Скифская плита) и ранней перми (Туранская плита). Общая мощность чехла достигает в прогибах 5—6 и даже 8—10 км (Юго-Восточная Туркмения); на поднятиях она сокращается до 2 км.

Туранская плита, начиная с олигоцена, вступила в стадию омоложения. Принципиально новым является представление о большом влиянии прилегающих молодых активных областей горообразования (Южный Тянь-Шань) на формирование структур чехла, что имеет важное значение при выделении окраинно-геоблокных металлогенических зон с инфильтрационными месторождениями различных металлов, «генерируемых» прилегающей областью постплатформенной активизации (Г. В. Грушевой и др., 1986).

К нижнему и среднему этажам приурочены скопления нефти и газа. Обширная Амударьинская нефтегазоносная (существенно газонасыщенная) провинция занимает юго-восточный граничный угол геоблока.

Серьезные разногласия вызывают интерпретации геофизических данных и кернового материала, связанные с представлением о фундаменте Западно-Сибирской плиты. Согласно Н. Я. Кунину и Л. И. Иогансон, структуры обрамления плиты не прослеживаются под чехлом. В основании плиты значительную площадь занимают «овалы карельской стабилизации» Ямало-Гыданской и Надым-Тазовский. Между массивами (древними овалами, циркулами) намечаются граничные швы — широкие зоны разломов, вероятно, достигающие мантии, с проявлениями базитового и ультрабазитового магматизма.

По мнению автора, особый стиль тектоники и литогенеза Западно-Сибирского геоблока, выделяющий его из других молодых платформ, подчеркивают следующие три момента.

1. Вполне вероятно (по данным ряда скважин) наличие венд-раннепалеозойского слабодислоцированного чех-

ла с преобладающими терригенно-карбонатными формациями на севере и красноцветно-терригенными страхибазальт-трахилипаритами на юге [3, т. 10]. Если эта трактовка верна, то уникальность такого квазикратонного геоблока состоит в трехэтажном (если не учитывать «промежуточный» пермотриасовый этаж) строении большей его части, сочетающем черты древней (довендской) и молодой (послетриасовой) платформ. Возможно, необходим новый термин для обозначения такой «совмещенной» структуры.

2. Уникальное развитие в поздней юре на площади свыше 1 млн км² формации битуминозных сапропелево-глинисто-кремнистых пород (баженовская свита), сформированной в относительно глубоководном бассейне в условиях некомпенсированного осадконакопления в поздней юре — раннем мелу.

3. Открытость на север к Баренцевому морю с постепенным удревнением мезозойского чехла и возможным наличием клинораздвиговой (спрединговой, по Р. М. Деменицкой и С. В. Аглонову) структуры.

Мозаично-складчатые геоблоки. Мозаично-складчатые сооружения охватывают значительную территорию континентальной части Советского Союза. По данным геофизики и бурения, фундамент Скифско-Туранской и Западно-Сибирской молодых платформ представляет собой сочетание докембрийских и байкальских блоков и межблоковых граничных линейных или дугообразных систем, сформировавшихся в разной тектонической обстановке. Существенно обнаженные Казахстанский [3, т. 6], Алтае-Саянский и Байкальский [3, т. 7] геоблоки, несмотря на известную автономность строения и развития, имеют общие черты, выражающиеся в сочетании сиалических гранитизированных массивов, нередко с метаморфическими докембрийскими ядрами, развивающимися длительно под воздействием глубинного мантийного тепла, с геосинклинально-складчатыми системами байкалитид, каледонид и герцинитид.

В *Казахстанском геоблоке* описано несколько краевых и срединных массивов, обрамленных каледонскими и герцинскими геосинклинально-складчатыми системами как ярко выражен-

ного эвгеосинклинального, так и промежуточного типов. В геоблоке известны и другие тектонические обстановки подвижных поясов: рифто- и тафrogenные, вулканогенные (включая окраинные вулканогенные пояса), а также элементы молодой платформы.

Такое тектоническое разнообразие и длительное развитие от докембрия до раннего мезозоя обусловили многогранную минерагению геоблока. Ведущее положение по разведанным запасам в его пределах занимают: медь, свинец, цинк, вольфрам, молибден, барит, фосфориты, каменные угли. Известны также месторождения железа, титана и марганца, благородных металлов, бокситов, асбеста и др.

Последняя, наиболее полная сводка (П. С. Матросов, Г. Н. Шапошников, 1988) подтверждает решетчатое (ячеистое) строение *Алтае-Саянского геоблока*: узкие межблоковые зоны составлены граничными линзами и клиньями раннепротерозойских кристаллических сланцев и амфиболитов в байкальских зеленосланцевых комплексах. К этим долгоживущим структурным швам принадлежат эвгеосинклинальные комплексы, включающие офилиты, контрастно-дифференцированные базальт-андезитовые и базальт-риолитовые ассоциации. В орогенной стадии каледонид вдоль многих из этих швов прослеживаются группы вулканогенно-молассоидных прогибов. Сами ячеи геоблока выполнены на западе и юге позднекаледонскими «палеобассейнами» с терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением ($E_3-O, O-S_1$). На северо-западе крупная ячея (мегаблок) трапециевидной формы выполнена терригенно-кремнисто-карбонатным комплексом (PR_3), составляющим чехол погруженного массива. Обширная площадь здесь занята вулканогенно-молассоидными впадинами, развивавшимися в девоне и раннем карбоне.

Яркая отличительная особенность Алтае-Саянского геоблока — полное проявление каледонского седиментогенного и тектоно-магматического этапа при почти полном отсутствии герцинитид. Другая важнейшая структурно-минерагеническая его черта — врезанный в северо-западный угол Горно-Алтайского мегаблока асимме-

ричный Кузнецкий прогиб [3, т. 7], промышленное значение позднепалеозойских углей которого очень велико. Кузбасс обладает их общими запасами около 550 млрд т (до глубины 1,8 км), включающими и высококачественные коксующиеся угли [4].

Геоблоки Байкальский, Амурский и Колымский подробно описаны [2; 3, т. 7], остановимся лишь на их главных особенностях.

Своеобразие *Байкальского геоблока*, резко контрастирующего с другими сооружениями мозаично-складчатого типа, заключается в его ультрасиалическом петролого-геохимическом профиле с заметной калиевой специализацией. По массовости проявления разновозрастного гранитоидного магматизма он занимает ведущее место среди блоковых сооружений. Такое многоэтапное крупнообъемное гранитообразование ($R-PZ_1$) могло произойти в условиях мощного древнего гранито-метаморфического слоя и глубинного диапирового воздымания, «поддержанного» близкой по размерам термической аномалией. В целом геоблок более древний по сравнению с другими мозаично-складчатыми сооружениями. В нем развиты относительно полные ранние и поздние рифейды и значительно как в краевых поднятиях, так и в центральной части геоблока (Байкало-Витимская геосинклинальная система) — ранние протерозоиды.

В западной части Байкало-Витимской системы прослеживается стратиформная Олоkitская колчеданно-полиметаллическая зона, сложенная метаморфизованными терригенными и терригенно-вулканогенными рифейскими толщами (возраст их по свинцу из галенита — 1050—1000 млн лет). Вдоль северо-восточной границы Байкальского геоблока расположен известный меденосностью Удоканский раннепротерозойский протозавлакоген, включающийся между Чарским и Каларским древними кристаллическими выступами. Завершают магматогенную историю геоблока существенно калиевые интрузии (350—268 млн лет). К ним принадлежат щелочные, нефелиновые, калие-силикатные и псевдолейцитовые сиениты. В некоторых массивах центрального типа, особенно Синнырском, выявлены уникальные по содер-

жанию K_2O (18—21 %), крупные, линзовидные залежи обогащенных кальсильитом пород.

Восточно-Азиатские мозаично-складчатые геоблоки — Амурский и Колымский относят к областям тихоокеанских мезозойских [3, т. 8]. Аргунский, Буреинский и Ханкайский массивы первого из них представляют собой глыбы распавшейся в раннем протерозое Палеоамурии — северного выступа Сино-Корейского щита. Наиболее крупный Буреинский массив отмечен внедрением громадных масс ранне-, позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов, а также формированием вулканоплутонических зон и концентров в юре, мелу и кайнозое. Докембрийские выступы ограничены наложенными меловыми угленосными прогибами (Депским, Буреинским и др.).

Восточная часть *Амурского геоблока* принадлежит Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системе. Позднемезозойские интрузивно-вулканические оловоносные зоны Приамурья и Сихотэ-Алиня — Эзопская, Баджалская, Комсомольская и др. — характеризуются калиевым типом щелочных гранитоидов. Разнотипное орудование образует непрерывный ряд, располагаясь в терригенных юрских толщах и перекрывающих их меловых вулканитах.

Итак, для Амурского геоблока с его сложной мозаикой гранитоидных глыб и своеобразных кремнисто-терригенно-вулканогенных и терригенных геосинклиналей также преимущественно с гранитоидным магматизмом особо характерны оловорудные месторождения, приуроченные как к разломам внутри массивов (Малый Хинган), так и к погружениям антиклинорных структур (Баджалский и Комсомольский районы).

Колымский геоблок тектонически, по вещественному составу слагающих его образований, а также по минерагеническим особенностям отличен от других литосферных блоков. Древний его фундамент обнажен в Олонском массиве (4,68—3,74 млрд лет). В среднем — позднем девоне значительная площадь массива была перекрыта андезит-дацит-липаритовыми вулканитами. Архейское ядро Охотского массива, расположенного на юго-востоке

геоблока, зажато между «ветвями» Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой системы.

Седиментогенные особенности геоблока отражены Верхояно-Колымской системой, протягивающейся в виде дуги, выгнутой на запад и на юг, на расстояние около 2000 км при ширине до 500 км. Особенности системы — огромная мощность (свыше 18 км) слагающих ее терригенных пород, наличие крупных районов пологих дислокаций (планорий), общий миогеосинклинальный характер. Своеобразно проявление раннетриасовых силлов, даек и линзовидных залежей диабазов и габброидов, близких к трапповой формации. Наконец, по развитию морского триаса (всех трех отделов) Колымский геоблок не имеет равных в мире. Предполагается наличие единого крупного Колымского массива или столь же крупной эвгеосинклинальной системы.

Решающее значение для минерализации Колымского геоблока имел среднемеозойский (юрский — раннемеловой) этап, когда формировалась известная металлогеническая структура Главного Яно-Колымского золотоносного пояса, включающая две кулисообразно сопряженные зоны — Яно-Индигирскую и Индигиро-Колымскую. Последние контролируются контрастными глубинными швами. Развитие золотого оруденения приурочено к полосе проявления зеленосланцевого метаморфизма и гранитообразования, причем с первым связаны и зоны распространения золото-сурьмяной формации (В. И. Бергер, И. В. Кунаев, 1984). Золото создает доминантный фон всего оруденения геоблока.

Геоблоки пассивной и активной транзиталей. Евразийский континент на севере и востоке обрамлен двумя контрастными типами переходных зон или транзиталей. Первая из них, принадлежащая Арктическому поясу [3, т. 10], составляет часть геосинклинальной (Л. И. Красный, С. Э. Зубарев, 1989) и ее относят обычно к пассивным окраинам материков. Вторая, составляющая звенья Азиатско-Тихоокеанской транзитали активного типа, выделяется современным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Отметим, что Беринговский геоблок, находящийся на сочленении разных типов тран-

зиталей, имеет переходный характер. Его северная часть с широкой шельфовой плитой (750 000 км²) принадлежит пассивной, а южная, с глубоководными котловинами — активной транзитали.

Наиболее значительный по площади — *Беринговский геоблок* (М. Л. Верба, 1989). Под обширной Беринговской шельфовой плитой находятся массивы, вероятно, позднекарьельской и байкальской консолидации, а также на крайнем западе выделяются каледонские складчатые структуры. Центральную часть плиты занимает крупный мегапрогиб, заполненный пермотриасовыми осадками (8—10 км). За последние годы доказана нефтегазонасность верхней, триасовой части «прогиба» (о-в Колгуев). К востоку от Новой Земли и к югу от Таймыра выделяется Карско-Хатангский геоблок. Своеобразие небольшого по площади Лаптевского геоблока заключается в сочетании вытянутых в северо-западном направлении рифтов с зажатыми между ними прогибами, выполненными осадками значительной мощности (до 8 км).

Сложный по структуре *Востсибирский геоблок*, вытянутый в широтном направлении на 1900 км, имеет мозаично-складчатый фундамент, включающий Котельнический массив и две складчатые системы — Южно-Гиперборейскую и Новосибирскую. Первая из них, вероятно, сложена складчатыми байкалидами, вторая — позднепалеозойско-раннемеловым геосинклинальным комплексом. Современные геофизические и некоторые геологические данные позволяют наметить возможность вычленения из Востсибирского геоблока самостоятельную структуру — древнюю Гиперборейскую платформу.

По всей океанской периферии Арктической транзитали прослеживаются рифты (грабены), выраженные в рельефе дна желобами и выполненными терригенными осадками (K_2 — KZ).

Восточную окраину СССР занимают четко вычленяемые геоблоки *Азиатско-Тихоокеанской транзитали* активного типа — Беринговский (западная часть), Охотский и Япономорский (северная). В центре находится Охотское море, в пределах которого широко про-

явлены элементы континентальной коры. Осадочный чехол в разных районах Охотского геоблока существенно отличается по мощности. По периферии Центральноохотского массива, западнее Камчатки мощность палеоген-миоценовых и плиоцен-четвертичных отложений 6—8 км, а в глубоких прогибах к северу и востоку от Сахалина достигает 11 км. Справедливы представления о том, что значительная часть Охотского геоблока близка к молодой платформе. В плитном комплексе различаются структуры типа валов, сводово-глыбовых поднятий, рифтов и различных погружений раздвигового типа.

Охотскому геоблоку соответствует одноименная нефтегазоносная провинция. Общая площадь перспективных земель и акваторий составляет многие сотни тысяч квадратных километров, а объем их достигает 3 млн км³.

Северную часть активной транзитали, расположенную на стыке Азиатского и Североамериканского материков, занимает Берингово море (Беринговский геоблок) с обширным шельфом и крупными глубоководными котловинами — Командорской (мощность чехла до 2—2,5 км) и Алеутской (3—4 км), разделенными плосковершинным поднятием Широкова. Окраинно-материковая существенно эпимезойская плита на западе связана с перспективной Анадырской нефтегазоносной областью, включающей Нижнеанадырскую впадину (150—200 × 500 км), выполненную морскими и континентальными отложениями K_2 — KZ [3, т. 10].

Межгеоблочные системы и ангулярные структуры. Важнейшей особенностью современной тектоники является вычленение граничных систем различных рангов. Для геоблоковой делимости литосферы их значение чрезвычайно велико. В тектонике плит различают дивергентные и конвергентные границы. Последние приурочены к системам глубоководных желобов и глубинных сейсмофокальных зон — контрастному георазделу между активной транзиталью и Тихим океаном [6]. Принципиальное значение имеют также граничные внешние и внутренние углы платформ и клинораздвигов, об-

единяемые в систему ангулярных структур (см. таблицу).

К опорным тектоническим граничным подразделениям, создающим современную концепцию геоблоковой делимости, относят: 1) внутри древних платформ — протяженные «бороздой рожденные» структуры-авлакогены (Пачелмский, Среднерусский и др.) и на окраинах платформ — перикратонные прогибы, превращенные часто впоследствии в складчатые или складчато-надвиговые системы (Патомская, Сетте-Дабанская и Тиманская), а также краевые прогибы (Прикарпатский, Приуральский, Приверхоянский); 2) краевые (периплатформенные) кристаллические поднятия, сопряженные с прогибами (Восточно-Саянский, Енисейский кряж); 3) контрастно выраженные сложно зональные эвгеосинклинальные системы (Уральская, Зайсанская, Монголо-Охотская); 4) различные тектоно-магматические швы (Восточно-Азиатский вулканогенный пояс [1] и др.); 5) гирлянды островных дуг с глубоководными желобами (Курильская, западное звено Алеутской) [6].

Все эти системы, имеющие крупное минерализационное значение, выражены на территории СССР полноценно. С единых позиций геоблоковой делимости в увязке с конкретной геологической обстановкой автор считает возможным для выявления межблоковых систем воспользоваться (в ином ключе) разработками И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина (1987), предложивших плейт-тектоническую «модель мантийного сепаратора». Если принять эту модель, в основе которой лежит представление о процессах тепломассопереноса, применительно к георазделам и границам геоблоков, т. е. к контрастной зоне между разноплотностными сооружениями, то из нее следует, что в полосе (призме, клине) повышенной проницаемости литосферы к поверхности Земли поднимаются геохимически специализированные флюиды, отлагая рудные компоненты в благоприятной структурно-формационной обстановке. Межблоковым системам и связанной с ними минерализацией будет посвящена отдельная статья.

Сжатые выводы о вероятном происхождении геоблоковой делимости сле-

дует увязать с процессами межгеоблокового расширения на ранней стадии развития граничных структур. Восходящий линейный магматический диапир, продвигающийся в виде разветвляющихся конвекционных течений, создает вместе с цепью плюмов благоприятную обстановку для флюидного переноса из мантии петрогенных, рудных и рассеянных элементов, что также согласуется с возможной моделью поступления рудного вещества из дополнительных порций расплава, эволюционирующих в магматической камере по плюмажно-конвекционной схеме [8].

К таким сложным многоярусным межгеоблоковым системам с группированием эндогенных рудных концентров в первую очередь принадлежат Уральская и Зайсанская (с Рудным Алтаем). Процессы межгеоблокового расширения, иногда перемежавшиеся с эпизодами сжатия, как правило, завершались сближением, сдвигом (кол-

лизией) геоблоков, что в целом заставляет поддерживать идеи пульсационно развивающейся Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вулканические пояса Востока Азии*. Геология и металлогения. — М.: Наука, 1984.
2. *Геологическое строение зоны БАМ*/Под ред. Л. И. Красного. — М.: Недра, 1988. Т. 1.
3. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых в десяти томах*/Гл. ред. Е. А. Козловский. — Л.: Недра, 1984—1989.
4. *Горная энциклопедия*. В пяти томах. — М.: Советская энциклопедия, 1984—1989.
5. *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Металлогения Сибири/Под ред. В. И. Смирнова. — М.: Наука, 1988. Т. 1.
6. *Красный Л. И.* Магматические линии Пифагора и их металлогеническое значение. Тихоокеанская геология. 1990. № 1. С. 3—10.
7. *Красный Л. И., Садовский М. А.* Мозаичный лик Земли//Наука в СССР. 1988. № 1. С. 82—87.
8. *Кривцов А. И., Воробьев В. И.* Глубинные исследования рудообразующих систем//Глубинные исследования недр в СССР. 1989. С. 55—61.

Принята редколлегией 21 декабря 1989

УДК 551.263.037(479)

© Т. В. Джанелидзе, В. В. Панцулая, 1990

Об эмерджентных свойствах главных вулcano-плутонических поясов Кавказа

Т. В. ДЖАНЕЛИДЗЕ, В. В. ПАНЦУЛАЯ (КИМС)

Применяемый в системном анализе термин «эмерджентность» означает совокупность особенностей целостной системы, не проявленную или слабо выраженную в ее отдельных составных элементах. Это понятие, пока недостаточно используемое в геологических исследованиях, обладает большой информационной емкостью и может способствовать углубленному анализу и моделированию сложных геодинамических и структурно-вещественных систем, к которым принадлежат вулcano-плутонические пояса (ВПП). В них сочетаются элементы: 1) тектонические, обусловленные особенностями строения земной коры и режимами ее развития на определенном отрезке времени; 2) геолого-формационные, которые имеют причинную связь с тектонической эволюцией и представлены комплексами пород, возникшими вследствие реставрируемых процессов магматизма и осадконакопления; 3) ме-

таллогенические, включающие месторождения и рудопоявления, образовавшиеся либо непосредственно в процессе обособления соответствующих структурно-металлогенических зон (СМЗ), либо наложенные на уже существующие. Отмеченные тектоно-металлогенические элементы с большей или меньшей четкостью характеризуют СМЗ любых типов и могут быть выражены посредством многофакторных геолого-генетических моделей. Однако лишь совокупность названных элементов, рассматриваемая на уровне ВПП, позволяет установить эмерджентные свойства рудоносных поясов, создающие основу для регионального прогноза.

На Кавказе известны мегаструктуры и подчиненные им структурно-формационные зоны, принадлежащие трем тектоно-магматическим циклам: байкальскому, герцинскому и альпийскому. Каждому из них соответству-

металлогеническая эпоха или этап, по В. И. Смирнову [8], причем альпийский цикл принято разделять на две эпохи: раннеальпийскую или киммерийскую (юра — ранний мел) и собственно альпийскую (поздний мел — антропоген). В пределах циклов с различной полнотой устанавливаются основные режимы геологического развития: геосинклинальный, орогенный и посторогенный (платформенный или квазиплатформенный). Позднее были изучены и описаны [2, 3, 5, 6] формы проявлений режима тектоно-магматической активизации (ТМА) — самостоятельного типа эволюции земной коры, сопоставимого в иерархическом смысле с геосинклинальным и платформенным.

Подтверждается целесообразность предложенного А. Д. Щегловым [12, 13] выделения автономной и отраженной активизации, из которых первая после достаточно длительного периода относительной стабильности охватывает области завершенной складчатости, а вторая развивается одновременно с геосинклинальными прогибами в жестких структурах обрамления.

Важная роль ТМА, проявлявшейся с возрастающей интенсивностью с герцинского до альпийского цикла, выразилась, в частности, в изменении количественных соотношений между рудоносными и рудными формациями, возникавшими в каждом цикле на ранних (доактивизационных) и активизационных стадиях развития. Вариации указанных соотношений (а следовательно, интенсивности рудообразования на определенных этапах) могут служить показателями эмерджентности ВПП.

Авторы предприняли попытку развития идей систематизации региональных рудоносных структур по приоритетному признаку отношения к режимам тектонической эволюции земной коры [9] с последующей детализацией по более локальным структурным и металлогеническим признакам.

Принципиальная схема предлагаемой систематики приведена в таблице, где выделены две группы геодинамических режимов и структур: доактивизационные и активизационные.

Для первой группы типоморфными являются прогибы, в которых имеет место сочетание эффузивного и интрузивного магматизма, т. е. образование ВПП. Различаются четыре категории прогибов:

первично-эвгеосинклинальные на океанической коре с развитием офиолитовой ассоциации;

геосинклинальные на коре переходного типа (окаинные моря) с толеит-базальтовым вулканизмом и стратиформным колчеданным оруденением. Г. А. Твалчредидзе [9] относит такие структуры к категории «сланцевых эвгеосинклиналей»;

вторично-геосинклинальные, регенерированные на континентальной коре блочного строения с последовательно дифференцированными продуктами вулканизма ранней стадии. К этой группе относятся позднегеосинклинальные поднятия с интрузивными коагматами раннегеосинклинальных эффузивов;

рифтогенные прогибы, заложенные на консолидированной коре и развивавшиеся по геосинклинальной (или близкой к ней) модели.

Геосинклинальный процесс считается конструктивным в смысле наращивания континентальной коры, а процессы рифтогенеза и ТМА — деструктивными. Однако на некоторых стадиях они оказываются аналогичными по внешним проявлениям. Ряд исследователей [4, 7, 8, 9] подчеркивает сходство геологических событий, сопутствующих периодам заложения вторичных эвгеосинклинальных прогибов на консолидированной коре, и начальных стадий рифтогенеза.

Таким образом, эвгеосинклинальные и рифтогенные ВПП с точки зрения геодинамической обстановки их становления могут быть отнесены к одной классификационной группе в предлагаемой систематике.

В доактивизационных режимах формируются не только упомянутые прогибы, но и орогенные поднятия (блоковые, складчатые), соответствующие этапам сжатия земной коры. В них магматизм выражен преимущественно гранитоидными и щелочными интрузиями при отсутствии или резко подчиненном значении эффузивов. Поэтому для данного типа геодинамических режимов ВПП не характерны.

Ко второй группе отнесены активизационные режимы и структуры, свя-

Структурные и металлогенические особенности главных вулcano-плутонических поясов и структурно-формационных зон Кавказа

Режим развития и тип рудоносных структур	Наименование и время интенсивного развития	Характерные черты структуры и магматизма	Профилирующие рудные комплексы и формации
<i>Доактивизационные структуры</i>			
Первично-эвгеосинклинальные прогибы на океанической коре	Офиолитовый пояс Малого Кавказа: Севано-Акеринская шовная зона. Поздняя юра, мел — палеоген	Область сочленения Закавказской и Иранской плит. Нижний этаж — фрагмент эвгеосинклинали с юрскими вулканитами и гранитоидными интрузиями. Верхний этаж — меловой и палеогеновый прогиб с протрузиями гипербазитов и меланжем	Единый рудный комплекс не выделяется. Формации: медно-полиметаллическая в гранитоидах юры (Лачинская группа); хромитовая в гипербазитах мела (Шоржа); серноколчеданная и золото-полиметаллическая в вулканитах эоцена (Тандзут, Арманис)
Первично-геосинклинальные прогибы на коре переходного типа (окаинные моря)	ВПП Южного склона Большого Кавказа: Абхазо-Кахетинско-Белоканская СМЗ. Ранняя — средняя юра	Черносланцевая складчатая зона (нижний этаж геосинклинали). Терригенные слабо метаморфизованные толщи с синхронными проявлениями толеит-базальтового вулканизма	Медно-пирротин-полиметаллический рудный комплекс. Формации: стратиформная колчеданно-полиметаллическая (Филизчай, Катех); жильная медно-пирротиновая, иногда наложенная на серно-медноколчеданные залежи (Кацдаг, Кизилдере)
Вторично-геосинклинальные прогибы на континентальной коре	Сомхето-Карабахско-Кафанская СМЗ. После консолидации — основной мега-свод Малого Кавказа. Средняя юра — мел	Регенерированная эвгеосинклиналь на доюрском фундаменте блочного строения. Вулканогенно-осадочные толщи юры, прорванные гранодиоритовыми интрузиями	Рудные комплексы, связанные с эффузивным и интрузивным магматизмом. Формации: серноколчеданная (Чирагидзор); колчеданная медно-полиметаллическая (Алаверди, Кафан, Шаумян); молибден-медно-порфировая (Техут, Хархар, Шикахох); скарново-магнетитовая (Дашкесан)
Рифтогенные прогибы в консолидированных областях, развивавшиеся по эвгеосинклинальной модели	Предкавказье — рифт Передового хребта. Средний — поздний палеозой	Прогиб на докембрийском фундаменте. Вулканиты толеитовой и бимодальной базальт-риолитовой серии; локально-офиолитовая ассоциация	Колчеданный рудный комплекс. Формации: медно-цинковоколчеданная (Уруп); медноколчеданная (Худес)
	Северная периферия Малого Кавказа — Аджаро-Триалетская СМЗ. Поздний мел — палеоген	Рифтогенный прогиб на мезозойском фундаменте. Вулканиты базальт-андезит-делленитовой серии; коагматичные интрузии габбро-монзонит-сиенитового состава	Рудный комплекс, связанный с вулcano-плутонической ассоциацией. Формации: медно-полиметаллическая жильная (Мерис-Зекари, Адигени); золото-содержащая убогосульфидная (Реха, Гуджарети); молибден-медно-порфировая (Гарта); скарново-магнетитовая (Дзама)

Продолжение таблицы

Режим развития и тип рудоносных структур	Наименование и время интенсивного развития	Характерные черты структуры и магматизма	Профилирующие рудные комплексы и формации
<i>Активизационные структуры и вулcano-плутонические комплексы</i>			
Эпикратонные прогибы	Предмалокавказский (Болнисско-Кировбадский) предгорный прогиб. Болнисская СМЗ. Поздний мел	Вулcano-тектоническая депрессия с кальдерами оседания и куполами. Последовательно-дифференцированные вулcano-кластические толщи и эффузивы базальт-андезит-риолитового состава. Гипабиссальные и субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров и дацитов	Рудный комплекс, связанный с глубинными коагматами эффузивов. Формации: медно-барито-полиметаллическая (Маднеули и др.); золотосодержащая малосульфидная (Маднеули); гематит-марганцевая (Поладаури); ртутная (Дарбази). На глубоких горизонтах рудных тел отмечается наложенное молибденовое оруденение
Области альпийской повторно-орогенной активизации	Мегантиклинорий (СМЗ) Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа, вовлеченный в неотектоническое воздымание	Вулcano-тектонические структуры с рудно-магматическими центрами; приразломные линеаменты. Малые гранитоидные интрузии. Рудомещающие гранитоиды докембрия — палеозоя и неокома; сланцы и песчаники лейаса	Редкометалльно-мышьяковый комплекс. Формации: кварц-молибден-вольфрамовая (Кароби, Тырнауз); кварц-арсенопиритовая (Цана); золотосодержащая сурьма-мышьяковая (Лухуми); сурьмяная (Зопхито). Телетермальные: ртутная (Ахей); свинцово-цинковая (Кванса)
	Севано-Акеринская СМЗ на послеофиолитовом этапе (складчатоблоковые структуры). Палеоген — неоген	Молодые поднятия и локальные прогибы. Малые гранитоидные интрузии; лавовые покровы. Рудомещающие вулканиты палеогена и неогена, допалеогеновые гипербазиты	Золото-ртутный рудный комплекс, контролируемый глубинными разломами. Формации: золото-сульфидно-теллуридная (Севанский и Кельбаджарский рудные районы); ртутная (там же)
Области гетерогенно-блоковой активизации на палеозойском фундаменте	Армянско-Нахичеванская субпровинция: Памбак-Зангезурская и Ереванско-Орду-бадская СМЗ. Палеоген — неоген	Блоки, испытавшие дифференцированные движения, с вулканогенно-осадочными рудоносными формациями и их плутоническими коагматами. Гранитоидные плутониты; малые интрузии граносенитов и гранодиорит-порфиров. Выступы гранитно-метаморфического фундамента	Редкометалльно-полиметаллический рудный комплекс этапа ТМА, связанный с интрузиями. Формации: медно-молибденовая (Каджаран, Агарак, Парагачай и др.); золотосодержащая полиметаллическая (Меградзор, Личквас-Тей, Газма и др.); свинцово-цинковая (Пхрут); магнетитовая (Сваранц)
Дизъюнктивные структуры, связанные с отраженной ТМА	Приразломные зоны в Закавказском срединном массиве (Мегрельско-Имеретинская и др.). Мел — неоген	Линеаменты вулcano-тектонических структур с базальтоидным вулканизмом	Марганцеворудная формация (Чиатура, Мартвильско-Сенакская группа и др.)

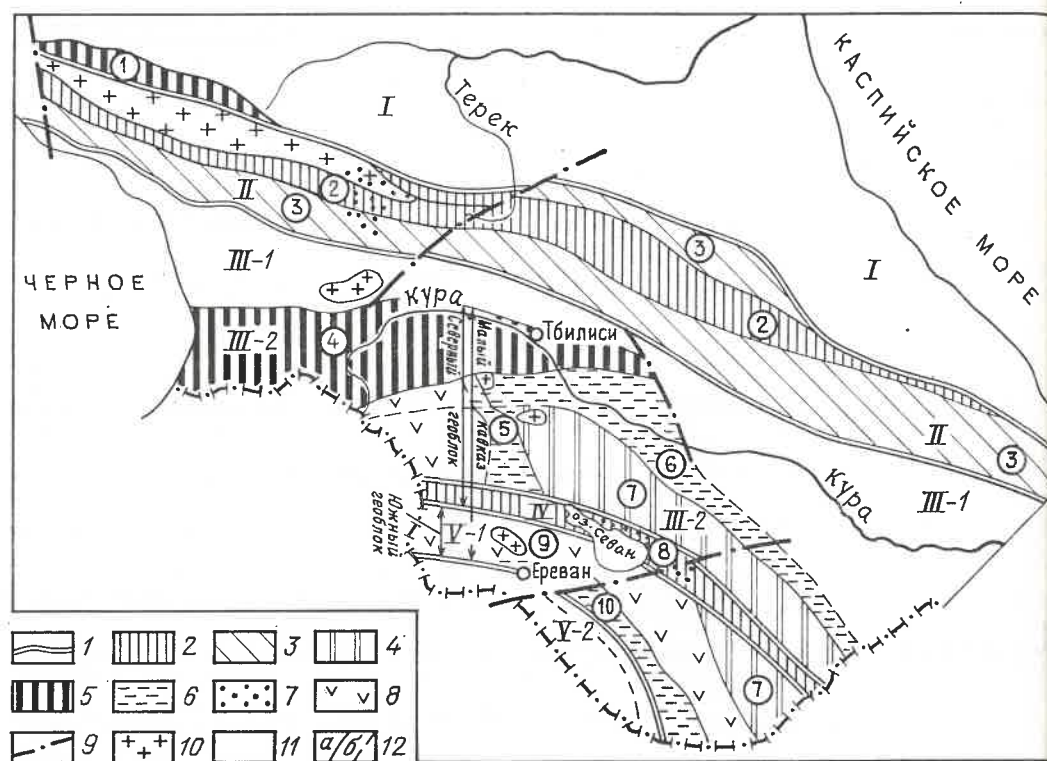


Схема расположения тектонических мегаструктур и структурно-формационных зон Кавказа:

I — границы мегаструктур: I — Предкавказье, II — Большой Кавказ, III — Закавказская плита (III-1 — устойчивая область, срединный массив; III-2 — активизированная периферия, северный геоблок Малого Кавказа), IV — шовная офиолитовая зона между плитами, V — Иранская плита (V-1 — активизированная периферия, V-2 — Армянско-Нахичеванская квазиплатформа); типы структурно-формационных зон и главные структурные элементы: 1 — осевые зоны первично-геосинклинальных прогибов Большого и Малого Кавказа, 2 — окраинные части геосинклинального прогиба Большого Кавказа (зоны Северного и Южного склонов), 3 — регенерированные вторично-геосинклинальные прогибы на континентальной

занные с расколами консолидированной коры и дифференцированными подвижками тектоноблоков различного ранга, которые сопровождаются проявлениями магматизма гипабиссальной, субвулканической и эффузивной фаций глубинности. Предлагается различать четыре типа структурно-формационных комплексов (СФК) этапа тектоно-магматической активизации, обладающих отчетливо выраженными линейными либо очаговыми (кольцевыми) формами: эпикратонные прогибы; области, в которых после заверше-

тальной коры, 5 — рифтогенные прогибы, 6 — наложенные эпикратонные прогибы, 7 — урученные рудные поля редких и благородных металлов, связанные с ТМА, 8 — площади с интенсивным развитием позднеальпийского магматизма, 9 — главные трансформные разломы, 10 — выступы доюрского гранитно-метаморфического фундамента, 11 — области развития осадочных формаций, не включаемые в состав ВПП; 12 — границы типоморфных геологических формаций: а — установленные, б — предполагаемые; 1 — Передовые хребты, 2 — Главный Кавказский хребет, 3 — Северный и Южный склоны, 4 — Аджаро-Триалетская зона, 5 — Лорийская, 6 — Предмалокавказская, 7 — Сомхето-Карабахско-Кавказская, 8 — Севано-Акеринская, 9 — Памбак-Зангезурская, 10 — Ереван-Ордубадская

ния орогенного этапа и некоторого перерыва возобновился сходный с последним режим «повторно-орогенной активизации» (по терминологии ВСЕГЕИ) области автономной гетерогенно-блоковой активизации; дизъюнктивные структуры, связанные с отраженной ТМА. Расположение перечисленных типов структур показано на рисунке.

Наложение на жесткое основание эпикратонные прогибы, образующиеся на ранней стадии ТМА в связи с расколами земной коры, занимают позицию, близкую к вторичным эвгеосин-

клиналям. Их основное различие, на наш взгляд, заключается в неполном цикле геосинклинального развития наложенных прогибов, поскольку в стадии прогибания в них формируются дифференцированные вулканогенные серии и связанное с ними колчеданное оруденение, возникают интрузивные рудоносные комагматиты вулканизма, тогда как орогенная металлогения почти полностью редуцирована. Иногда наблюдается наложение ртутной минерализации на поздней стадии ТМА (Болнисская зона Южной Грузии).

Эпикратонные прогибы (например, Предмалокавказский) обычно заложены на консолидированном послескладчатом субстрате и пространственно отделены от геосинклинальных и орогенных структур предшествующих этапов.

Области или зоны «повторно-орогенной активизации» пространственно приурочиваются к уже существовавшим, частично денудированным орогенным поднятиям, продолжая после некоторого перерыва линию их развития, характеризующуюся интрузивным магматизмом и гранитоидной (или телелетермальной) группой эндогенных месторождений. Типичными примерами служат Главный Кавказский, Сванетский, Эгрисский, Рачинский и другие хребты Большого Кавказа с барит-полиметаллическим, свинцово-цинковым, мышьяково-редкометалльным, ртутным оруденением и в меньшей степени — Шахдагский и Мровдагский хребты Малого Кавказа с доминирующим золотосодержащим медным и полиметаллическим оруденением.

В других формах ТМА проявлена в обширной области Малого Кавказа, расположенной южнее Севано-Акеринской офиолитовой шовной зоны, на периферии Иранской плиты, в пределах территории Армянской и Азербайджанской ССР. Здесь отсутствовали мезозойско-кайнозойские геосинклинальные прогибы, и альпийская активизация после большого перерыва охватила эпибайкальский квазиплатформенный субстрат, рассеянный многочисленными разломами. Позднеальпийские блоковые подвижки имели различную направленность и амплитуду, причем в междублоковых пространствах и опущенных блоках проявился эффузивный вулканизм, а в приподнятых образова-

лись интрузивы мезоабиссального и гипабиссально-субвулканического уровней. Металлогения рассматриваемой области (иногда называемой Армяно-Нахичеванской и включающей Памбак-Зангезурскую и Ереван-Ордубадскую зоны) отличается значительным разнообразием, связанным с воздействием различных источников рудного вещества. На данной территории ВПП не отмечаются, для нее характерны локальные рудно-магматические центры, нередко приуроченные к кольцевым палеовулканическим структурам. Типоморфными являются медно-молибденовые (Каджаран, Агарах, Да-стакерт, Парагачай и др.), золото-полиметаллические (Меградзор) и полиметаллические (Газма, Азатек и др.) месторождения. Описанный тип ТМА, имеющий важное значение в Закавказье, предложено называть гетерогенно-блоковым [6].

Приразломные формы отраженной активизации проявлены главным образом в Закавказском срединном массиве и параллелизуются с зарождением в конце раннего мела Аджаро-Триалетского рифта. В Западной Грузии они представлены узкими линейными с базальтоидным вулканизмом и непромышленным гидротермально-субвулканическим марганцевым оруденением Мартвильской группы. Повторное обновление глубинных разломов произошло в олигоцене, когда сформировался активный линеймент, названный Мегрельско-Имеретинской рудоносной зоной [5]. К восточному окончанию этой зоны приурочено крупнейшее Чиа-турское месторождение марганца. На отдаленный эндогенный источник металла данного осадочного месторождения еще в 60-х годах указывал Г. С. Дзоценидзе, но вопрос о его вероятной связи с отраженной активизацией до сих пор в литературе не поднимался.

Как видно из приведенного обзора, Кавказ принадлежит к областям многоэтапной активизации, считающимся важными рудоносными мегаструктурами. Такие области в Сибири и Казахстане на ранних этапах характеризуются интрузивным магматизмом с высокотемпературными месторождениями редких и цветных металлов, а на конечных этапах происходит образование рифтогенных впадин с крупными

массивами базальтоидных эффузивов [1, 11]. На Кавказе скорее можно говорить об обратных соотношениях. Здесь альпийская ТМА преимущественно приурочена к широкой полосе Транскавказского поперечного поднятия [9, 10], в которой приподнятые блоки унаследованы с доактивизационных этапов, а контролируемые обновленными разломами общекавказского простирания эпикратонные прогибы знаменуют раннюю стадию ТМА (мел—палеоген). Более поздние стадии представлены повторно-орогенными (Большой Кавказ) формами ТМА, однако четкий геохронологический рубеж между ранними и поздними стадиями отмечается не повсеместно.

Для установления эмерджентных металлогенических свойств ВПП необходимо совместное рассмотрение всех месторождений (независимо от источников вещества и условий рудообразования), обладающих причинной связью с изучаемой объемной системой в период ее активного функционирования. Под это определение не попадают месторождения, наложенные с большим разрывом во времени (например, неогеновые ртутные в юрской черносланцевой толще Большого Кавказа), явно чуждые данной системе.

Рассмотрим некоторые примеры целевой систематики ВПП Кавказа (см. таблицу). В геосинклинальной Абхазо-Кахетинско-Белоканской зоне Южного склона Большого Кавказа синемюрские риодациты и кварц-кварцевые сменяются толеитовыми базальтами домер-тоарского времени. Такое антидромное направление эволюции вулканизма в совокупности со структурными признаками позволило Г. А. Твалчрелидзе и Т. В. Джанелидзе [10] отнести данную зону к прогибу юрского окраинного моря, развившемуся в результате деструкции зрелой континентальной коры. С юрским ВПП Южного склона пространственно и парагенетически связаны колчеданно-полиметаллические месторождения Филлизчай, Кизилдере, Катех и др.

В. И. Буадзе [2] считает, что в окраинном море Южного склона Большого Кавказа срединно-океанические хребты с толеитовым профилем вулканизма маркируют зону спрединга, а вулканизм андезитового профиля при-

урочивается к коническим вулкано-структурам в пределах соседне-островной дуги. Стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения сосредоточены в локальных палеодепрессиях, прилегающих к вулканическим хребтам. По-видимому, указанное сочетание палеогеографических палеовулканических и металлогенических факторов является эмерджентным свойством колчеданноносной системы Южного склона Большого Кавказа, не повторяющимся в регенерированных и наложенных прогибах Малого Кавказа, на котором не выражены рудогенез флизидайского типа.

В Сомхето-Карабахско-Кафанской зоне Малого Кавказа в юре и мелу существовала островная дуга с множеством очаговых вулканотектонических структур и аппаратов линейного и центрального типов. Вулканизм здесь имел гомодромную направленность, причем его ранние основные продукты незначительно рудоносны, а с более поздними последовательно-дифференцированными вулканидами парагенетически связаны многочисленные серно-медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, медно-порфировые, скарново-магнетитовые, гематит-марганцевые и баритовые месторождения. На наш взгляд, неоднородность рудной минерализации, приуроченной к определенным стадиям развития первичной и вторичной эвгеосинклиналей Большого и Малого Кавказа, может быть объяснена факторами «нелинейной металлогении» А. Д. Щеглова [12, 13], т. е. неодинаковым соотношением производных мантийных и коровых источников; при этом роль первых из них представляется более существенной в геосинклинали Южного склона, где растяжение коры сопровождалось обновлением разломов глубокого заложения. В дальнейшем эти разломы служили рудоподводящими для ртутной минерализации.

Весьма интересна для металлогенического анализа Севано-Акеринская офиолитовая зона, маркирующая схождение Закавказской и Иранской плит и протягивающаяся от Анатолии в Турции до Эльбурса в Иране. В современном структурном плане Закавказья эта зона может быть разделена на три поперечных сегмента:

южный, сложенный преимущественно юрскими и раннемеловыми вулкано-генными и терригенными отложениями доофиолитового этапа;

центральный, в котором главную роль играет позднемеловой офиолитовый комплекс, представленный эффузивно-радиоларитовыми породами с многочисленными телами серпентинизированных гипербазитов и габброидов (вплоть до крупных массивов), а также олистостромой и меланжем;

западный, где офиолитовый комплекс перекрыт мощными вулкано-осадочными отложениями эоцена. Только в крайней западной части описываемого сегмента в Амасийском районе АрмССР имеются аллохтонные выходы меловых офиолитов.

Каждый из отмеченных сегментов Севано-Акеринской зоны имеет свои металлогенические особенности, причем разновозрастные рудные формации не обладают генетической общностью и сходством минерального состава и поэтому не группируются в единый доактивизационный рудный комплекс. Однако на этапе позднеальпийской ТМА картина меняется. На ранее существовавшие геологические и рудные формации по глубинным разломам накладывается золотое и ртутное оруденение, вероятно, имеющее парагенетическую связь с малыми интрузиями корового происхождения. По-видимому, одновременно действуют и мантийные источники золота, о чем говорит повышенная по сравнению с кларком золотоносность серпентинизированных гипербазитов во многих регионах мира.

Механизм совместного действия мантийных и коровых источников в рассматриваемом районе пока не изучен, но отчетливо проявлены два фактора:

на всем 300-километровом протяжении офиолитового пояса Малого Кавказа нигде не наблюдается столь высокая золотоносность, как в Севанском и Кельбаджарском рудных полях, в которых процессы ТМА интенсивно выражены в узлах пересечения глубинных разломов;

на Малом Кавказе известно много золоторудных и золотосодержащих месторождений и рудопоявлений, связанных с позднеальпийской ТМА, но

наиболее богаты они в местах, пространственно сближенных с выходами офиолитов, т. е. в вышеупомянутых рудных полях.

Таким образом, в Севано-Акеринской шовной зоне ярко выраженным эмерджентным свойством является увеличение интенсивности позднеальпийского золотого оруденения (золото-кварцевой и золото-сульфидно-теллуридной формаций) при его наложении на офиолитовый комплекс. По аналогии с некоторыми районами Африки и Аравии можно предположить, что в процессе ТМА происходила мобилизация золота гетерогенными флюидами из серпентинизированных перидотитов, в которых его концентрация в сотни раз превышает геохимический фон.

Наличие золотого оруденения в вулканидах миоплиоцена (Царасар, Соютлы и др.) не оставляет сомнений в рудогенерирующей роли и позднеальпийского магматизма. По-видимому, сочетание мантийных и коровых источников металла в благоприятных структурах приводит к формированию месторождений зодского типа.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Широкое распространение процессов тектоно-магматической активизации на Кавказе позволяет выделить доактивизационные (геосинклинальные, рифтогенные) и активизационные вулкано-плутонические комплексы, подразделяемые на более локальные структурно-формационные зоны и вулкано-тектонические структуры. Для орогенного режима образование этих комплексов не характерно.

2. Для Большого Кавказа ведущими металлами рифтогенных и геосинклинальных вулкано-плутонических поясов являются медь, цинк, свинец, золото, железо в сульфидной форме. На стадии позднеальпийской ТМА на упомянутый комплекс накладываются мышьяк, молибден, вольфрам, сурьма, золото и серебро, ртуть. Орогенные структуры Большого Кавказа (Гагрско-Джавская зона) характеризуются главным образом барито-полиметаллическим оруденением, на которое местами наложена свинцово-цинковая и ртутная минерализация.

3. Предмалокавказский передовой прогиб и сопряженные с ним меловые

вулканотектонические депрессии (Болнисская, Казахская) включают профилирующее золотосодержащее меднобаритно-полиметаллическое оруденение маднелульского типа, а также в подчиненных количествах — молибденовое и ртутное оруденение, предположительно связанное с глубинными источниками вещества.

4. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа (Сомхето-Карабахская-Кафанская, Севано-Акеринская, Памбак-Зангезурская) отличаются разнообразием металлогении, обусловленным сложностью геологического строения. В них главную роль играют рудные формации, образовавшиеся на геосинклинальном этапе киммерийской эпохи и на позднеальпийском этапе ТМА: серно-медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, скарново-магнетитовая, молибден-медно-порфировая, золотосодержащая полиметаллическая, золото-теллуридная.

5. Для установления эмерджентных свойств вулканоплутонических поясов необходим комплексный системный анализ всех металлогенических факторов, позволяющий выделить и сопоставить в объемных и возрастных границах конкретной структурно-формационной зоны (ВПП) рудоносные формации корового происхождения (интрузивные, субвулканические, эффузивные) и рудомещающие формации с мантийными источниками вещества.

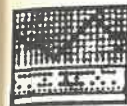
Выяснение эмерджентных особенностей локализации оруденения, зависящих от совокупного воздействия рудообразующих факторов целостной системы, относится к металлогеническим предпосылкам прогноза, пока недостаточно изученным. Создание «банка эмерджентных свойств», учитывающих закономерности формирования и раз-

мещения крупных месторождений, значительно усовершенствует многофакторное моделирование рудоносных площадей в перспективных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Г. В. Области многоэтапной активизации — перспективные рудоносные мегаструктуры. — Новосибирск: Наука, 1986.
2. Буадзе В. И. Режимы формирования рудоносных вулканоструктур в различных геодинамических обстановках // Металлогеническое значение вулканотектонических структур. Тезисы докладов. Ч. 3. Хабаровск, 1988. С. 42—43.
3. Джанелидзе Т. В. Вулканизм и металлогения Кавказско-Крымско-Карпатского региона // Очерки металлогении. Тбилиси, 1986. С. 239—249.
4. Москалева В. Н. Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем // Сов. геология. 1982. № 10. С. 82—93.
5. Панцулая В. В. Иерархическая соподчиненность и формы взаимосвязи геологических и рудных формаций // Очерки металлогении. Тбилиси, 1986. С. 223—238.
6. Панцулая В. В., Сахатов В. З. Позднеальпийская тектоно-магматическая активизация и металлогения Малого Кавказа // Сов. геология. 1986. № 6. С. 75—85.
7. Смирнов В. И. Эндеогенное рудообразование в геологической истории // Геология рудных месторождений. 1982. № 4. С. 3—20.
8. Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Металлогения и рудные месторождения. Доклады 27 МКГ. Том 12. М., 1984. С. 3—10.
9. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения земной коры. — М.: Недра, 1985.
10. Твалчрелидзе Г. А., Джанелидзе Т. В. О рудоносности геосинклинального вулканизма Большого Кавказа // Вулканизм и литогенез. Тбилиси, 1981. С. 26—34.
11. Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. — М.: Недра, 1981.
12. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980.
13. Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. — Л.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.



ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 551.241 (470.5)

© Н. Г. Берлянд, 1990

О палеореконструкциях глубинного строения земной коры Урала

Н. Г. БЕРЛЯНД (ВСЕГЕИ)

При палеореконструкции глубинного строения земной коры Урала использованы: 1) данные о современной глубинной структуре региона, синтезированные в «Схеме районирования Урала по типам глубинного строения земной коры» масштаба 1:1 000 000 (Н. Г. Берлянд, 1979, 1982) и в «Карте глубинного строения земной коры Урала» масштаба 1:1 000 000 (коллектив авторов, ред. Н. Г. Берлянд); 2) сведения об истории геологического развития региона [1, 4, 5, 8—13, 15, 16 и др.]; 3) общие представления об эволюции глубинного строения земной коры в процессе геологической истории и выводы, представленные в статье [3] об изменении параметров коры в ходе ее развития; 4) материалы глобальных палеогеографических реконструкций, выполненных на основе палеомагнитных данных [14, 16 и др.], в первую очередь, построения А. Н. Храмова; 5) принцип актуализма, позволяющий предполагать, что однотипные геологические структуры прошлого и настоящего имели и имеют однотипное глубинное строение; 6) результаты типизации разрезов коры различных тектонических структур. Основные типы и подтипы земной коры и их параметры приведены в статье [3].

При выполнении палеореконструкций глубинного строения коры нами вслед за А. А. Смысловым (1982) использовано разделение ее на формирующуюся и сформированную. Под сформированной понимается кора, движения и внутренние процессы в которой не достаточно интенсивны, чтобы привести к перестройке ее глубинного строения, т. е. к изменению ее типа (или подтипа). В формирующейся коре движения и процессы настолько интенсивны, что вызывают полную перестройку ее глубинного строения и замену одного типа (или подтипа) другим.

Как следует из геолого-геофизических данных, к началу рифея существовала единая Русско-Западносибирская эпикарельская платформа с корой континентального типа. По-видимому, она являлась частью древней Пангеи Д, существование которой в позднем протерозое предполагается по палеомагнитным данным [14, 16 и др.]. Недостаток фактических данных не позволяет восстановить конкретные подтипы коры, существовавшие здесь в конце раннего протерозоя. Предположим, что это была кора внутрикратонного подтипа, наиболее широко распространенного на платформах, особенно в их внутренних частях.

В раннем рифее (рис. 1, а), как и в конце раннего протерозоя, во всем рассматриваемом регионе существовал платформенный режим с преобладанием общих воздыманий (А. А. Проппин, 1971, А. П. Рождественский, 1982 и др.). В этот период происходило раскалывание кратона (В. Е. Хаин, 1982) и заложение внутриконтинентальных рифтовых систем. В начале раннего рифея началось формирование Калтасинского (Куединского, Камско-Бельского) рифта (авлакогена) [5]. В айсское время в Калтасинской зоне под действием сил растяжения формируется кора рифтового подтипа. Судя по геофизическим данным, Калтасинская зона уходила далеко на юго-восток, в пределы Казахстана, и на северо-запад, возможно, сливаясь там с зоной Беломорского палеорифта. В раннем рифее она представляла собой линейную ослабленную зону, однако рифтогенез и перестройка коры происходили не во всей зоне, а лишь на отдельных протяженных участках ее. Во второй половине раннего рифея интенсивность растягивающих напряжений постепенно ослабевает, не сменяясь сжатием, и рифтовый грабен без инверсии переходит в более обширный и пологий внутрикратонный прогиб.

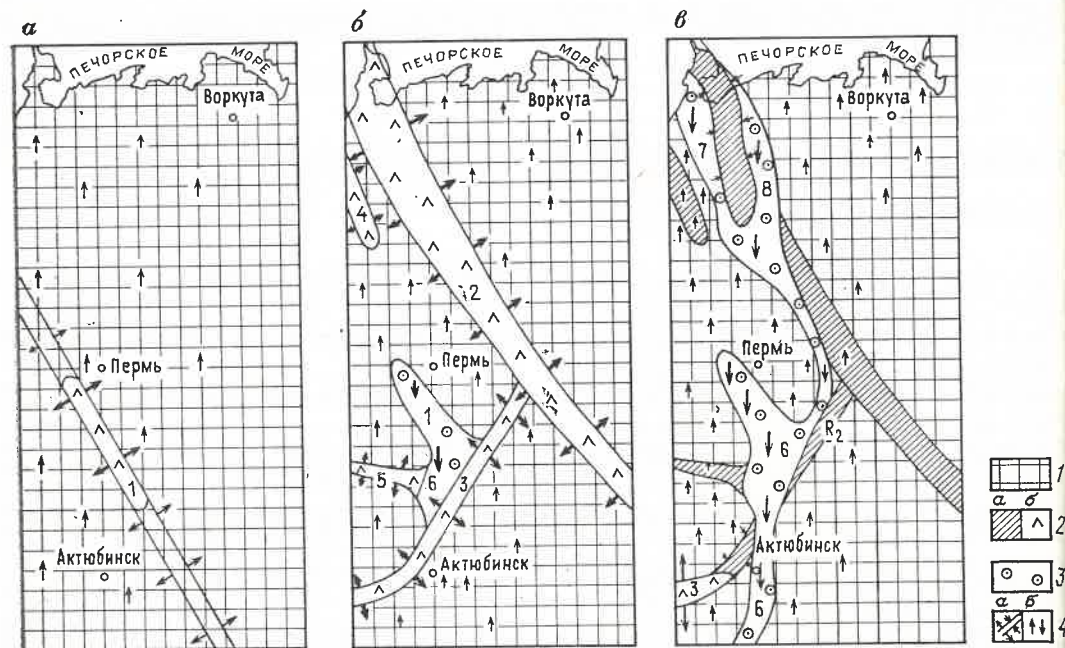


Рис. 1. Палеоглубинные схемы земной коры Урала в раннем (а), среднем (б) и позднем (в) рифее:

подтипы коры континентального типа: 1 — внутрикратонный, сформированный, 2 — рифтовый (а — сформированный, б — формирующийся), 3 — перикратонный, формирующийся; 4 — направления доминирующих движений плит и блоков коры: а — горизонтальные, б —

В этот период прекратилось формирование коры рифтового подтипа и началась новая перестройка глубинного строения, приведшая к возникновению в среднем рифее коры перикратонного подтипа.

В среднем рифее (см. рис. 1, б) в пределах Калтасинского внутрикратонного прогиба, который значительно расширился по сравнению с раннерифейским, продолжается образование коры перикратонного подтипа. В целом же средний рифей — время максимального развития рифтогенеза в пределах древних кратонов (Е. Е. Милановский, 1983). В этот период, возможно, включающий конец раннего рифея, интенсивно развивается Тиманский рифт, в котором накопились мощные (3—5 км) толщи сильномагнитных, предположительно щелочных вулканогенных пород, выявленные на глубине по геофизическим данным (Н. К. Булин и др., 1976), и осадки четласской серии аспидной формации мощностью до 5—6 км с маломощными покровами

вертикальные (размер стрелки качественно отражает интенсивность движений); основные палеоструктуры, в которых формировалась земная кора в рифее: 1 — Калтасинская, 2 — Тиманская, 3 — Машакско-Новоалексеевско-Прикаспийская, 4 — Лешуканская, 5 — Серноводско-Абдулинская, 6 — Урало-Башкирско-Прикаспийская, 7 — Притиманская, 8 — Тимано-Ижемская

базальтов, небольшими телами габброидов и карбонатитов (З. И. Цзю, 1964, 1971). Тиманский рифт входил в единую систему рифтов Северо-Востока Русской платформы, включавшую Лешуканский, Беломорский и другие рифты, был наиболее крупным среди них и представлял собой трансрегиональную структуру, уходящую на северо-запад в Баренцево море и на юго-восток в Западную Сибирь и Казахстан. На продолжении Тиманского и других палеорифтов Тимано-Печорской провинции, о которых будет сказано ниже, в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделены фрагменты рифтогенных структур северо-западного, тиманского простираения (В. А. Бененсон, 1986). В пределах Тиманского рифта в условиях интенсивного растяжения формировалась кора рифтового подтипа. Рифтогенез ярко проявился и на территории современной Прикаспийской впадины (И. Н. Капустин, 1984), где земная кора рифтового подтипа развивалась в Ново-Алексеевском

и других палеорифтах, выявленных по сейсмическим данным (В. М. Пилифосов, 1986). Наконец, она образовывалась и в Машакском палеорифте (А. Ф. Ротару, 1982; В. П. Парначев и др., 1986), расположенном на Южном Урале. Система Машакских рифтовых грабенов четко проявляется и прослеживается в гравитационном и магнитном полях на юг на значительное расстояние, где она сливается с Ново-Алексеевским рифтовым грабеном, а тот, в свою очередь — с системой рифтогенных грабенов в центральной части Прикаспийской впадины.

Таким образом, в среднем рифее существовал единый Машакско-Новоалексеевско-Прикаспийский континентальный рифт северо-северо-восточного простираения, пересекающий территорию современных Западного склона Южного Урала и Прикаспийской впадины. Итак, в среднем рифее интенсивное формирование коры рифтового подтипа происходило на северо-восточной и юго-восточной окраинах Русской платформы.

В позднем рифее (см. рис. 1, в) для исследуемого региона характерно повсеместное ослабление процессов рифтогенеза [13]. В этот период господствуют вертикальные движения и опускания крупных территорий. В конце юрматиния в пределах Тиманского палеорифта растяжение сменилось сжатием, приведшим к формированию пологих складок и надвигов. Судя по геофизическим данным, инверсия и воздымание территории палеорифта были частичными и захватили только п-ов Канин, Северный Тиман и северную половину Среднего Тимана, где уже к началу каратавия сформировалась кора рифтового подтипа в ее близком к современному виде. В это же время западнее палеорифта, частично захватывая его западную зону, происходят интенсивные опускания и возникает Притиманский прогиб (З. И. Цзю, 1964, 1971; В. Г. Гецен и др., 1985 и др.). В опускание вовлекается также территория к востоку от палеорифта, где начинается образование Тимано-Ижемской впадины и накапливаются мощные терригенно-карбонатные отложения (Л. С. Коссовой, 1976). Прогибание охватывает и южную часть Тиманского палеорифта. В

позднем рифее на всей этой территории начинается формирование коры перикратонного подтипа.

Продолжается развитие коры перикратонного подтипа в Калтасинском прогибе, который объединяется в единое целое с обширным прогибом, образовавшимся в каратавии на территории современного западного склона Южного и Среднего Урала. Последний прогиб (или система прогибов), в котором в условиях интенсивных опусканий накапливаются мощные терригенно-карбонатные толщи (Ю. Д. Смирнов и др., 1977), уходит на север и соединяется с Притиманским и Тимано-Ижемским прогибами. Он также распространяется далеко на юг и включает области интенсивных прогибаний, обособившиеся в это время на территории современной Прикаспийской впадины. В опускание вовлечены, также как в пределах Тимано-Печорской провинции, палеорифты со сформированной в предыдущие эпохи корой рифтового подтипа.

Таким образом, в среднем рифее существовал единый Тимано-Урало-Прикаспийский прогиб, заключенный между областями с корой внутрикратонного подтипа. В пределах прогиба интенсивно развивалась кора перикратонного подтипа. На Русской платформе в среднем и позднем рифее был стабилен платформенный режим с общим господством восходящих движений. Исследованиями последних лет (К. Е. Гауэр, 1981; В. В. Баранов, И. А. Пелевин, 1981 и др.) доказано, что подобный режим с участками длительных воздыманий (Зауральское поднятие, Мугоджары и др.) существовал тогда и на значительной части западной окраины Западно-Сибирской плиты. Кора на всех этих территориях в течение рифея сохраняет внутрикратонный подтип.

Кудаш-венд (рис. 2, а) — новый этап рифтогенеза, который переместился на север и захватил территорию западного склона Среднего, Северного, Приполярного и Полярного Урала, где в это время формируются трахибазальт-трахитовые и другие щелочные вулканы (А. А. Алексеев, 1985; В. И. Ленных, Л. Т. Белякова, 1986 и др.). В кудаше, по-видимому, началось также образование Печоро-Колвинского

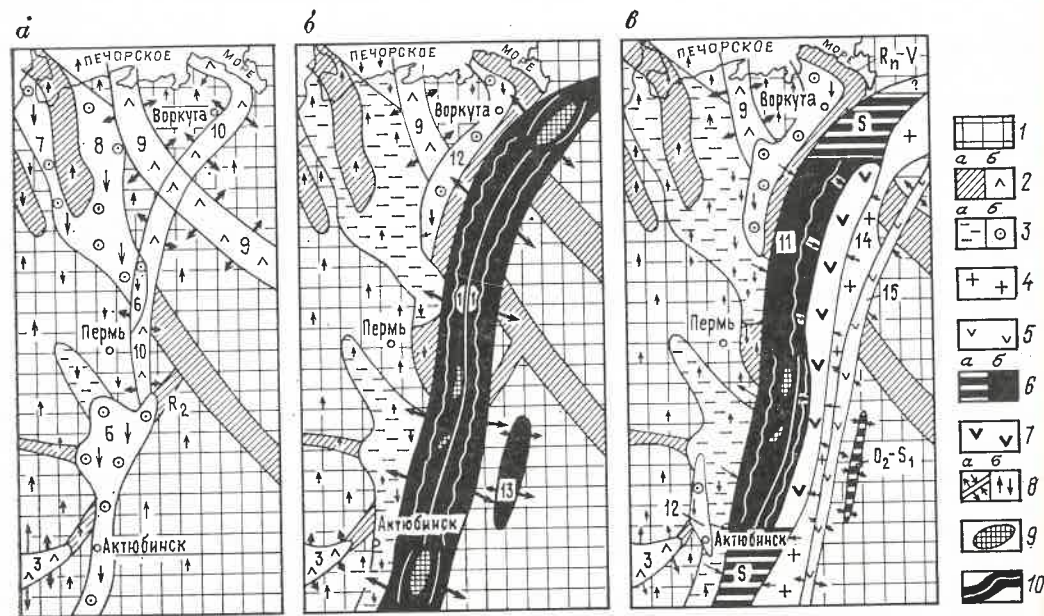


Рис. 2. Палеоглубинные схемы земной коры Урала кудашко-вендского (а), среднеордовикского — раннесилурийского (б) и позднесилурийского — раннедевонского (в) времени: типы и подтипы коры: а — сформированные, б — формирующиеся; континентальный тип, подтипы: 1 — внутрикратонный, 2 — рифтовый, 3 — перикратонный, 4—5 — интенсивно регенерированный, формирующийся: 4 — зоны гранитизации, 5 — зоны насыщения веществом основного состава; 6 — океанический тип; 7 — островодужный тип, раннеостроводужный подтип, формирующийся; 8 — направления до-

рифта. Следует подчеркнуть, что из-за дискусионности многих положений стратиграфии позднего протерозоя севера Урала кудашко-вендский возраст рифтогенеза достаточно условный. Возможно, рассматриваемые рифты заложены в позднем или даже среднем рифее. Рифтогенез в кудаше — венде характеризуется измельчением форм и циклов [13], но за счет неоднократной повторяемости процесса рифтогенез в этот период также достаточно глубоко переработал земную кору и сформировал рифтовый подтип коры. В физических полях разрозненные выходы щелочных вулканитов объединяются в единую линейную систему рифтовых грабенов, которая протягивается от Среднего до Полярного Урала, поворачивает на Пай-Хой и уходит далее на о-в Вайгач (Н. Г. Берлянд, 1981). Печоро-Колвинский рифт продолжается на северо-запад в

минирующих движений плит и блоков коры: а — горизонтальные, б — вертикальные; 9 — микроконтиненты; 10 — зоны спрединга; основные палеоструктуры, в которых формировалась земная кора в венде — раннем палеозое: 3 — Машакско-Новоалексеевско-Прикаспийская, 6 — Урало-Башкирско-Прикаспийская, 7 — Притиманская, 8 — Тимано-Ижемская, 9 — Печоро-Колвинская, 10 — Центрально-уральско-Пайхойская, 11 — Тагило-Магнитогорская, 12 — Приуральско-Прикаспийская, 13 — Денисовская, 14 — Восточно-Уральская, 15 — Пелымско-Иргизская

Баренцево море и на юго-восток в Западную Сибирь. К началу кудаша на большей части площади Калтасинского авлакогена образовалась кора перикратонного подтипа, и слабые опускания, в которые территория была вовлечена, не меняли ее глубинное строение. В кудаше — венде интенсивные прогибания и накопления мощных толщ осадочных отложений продолжались в Урало-Башкирско-Прикаспийском прогибе, в неотделимой от него тогда южной части Калтасинского прогиба, а также в Притиманском и Тимано-Ижемском прогибах. В этих зонах в течение кудаша — венды развивается кора перикратонного подтипа.

В кембрии мощные расколы коры на фоне ее общего воздымания приводят сначала к возникновению сложной системы континентальных рифтов уральских протираний, а затем к раздвижению плит — Европейской и За-

падно-Сибирской (Казахстанской — по А. Н. Храмову и др., 1980, 1983 и Л. П. Зоненшайну и др., 1984) и зарождению межконтинентального рифта, в пределах которого в условиях растяжения формируется молодая океаническая кора [11]. Его современным аналогом является рифт Красного моря, на сходство которого с Уралом впервые указал Д. В. Наливкин (1972). По-видимому, заложение Уральского палеоокеана синхронно по времени общему распаду Пангеи Д.

К кембрию было в основном закончено формирование коры в Тимано-Печорской провинции. Фанерозойские движения сравнительно мало изменили характер ее глубинного строения. В пределах Прикаспийской впадины в кембрии — раннем ордовике, по-видимому (какие-либо сведения отсутствуют), продолжается раскрытие континентального рифта (или системы рифтов), заложившегося еще в среднем рифее.

В среднем ордовике — раннем силуре (см. рис. 2, б) продолжается раздвиг и межконтинентальный рифт превращается в Уральский палеоокеан, в котором в условиях устойчивого растяжения формируется кора океанического типа. По нашему мнению, на сегодня недостаточно достоверных данных (в первую очередь палеомагнитных), позволяющих обоснованно судить о ширине ордовикско-раннесилурийского океана (Л. П. Зоненшайн и др. [10] оценивают ее в 1500 км). Поэтому на рис. 2, б, 3, а ширина разрыва между континентальными плитами не показана. В пределы Уральского палеоокеана попали отдельные микроконтиненты — отторженные блоки древней континентальной коры. Участки палеоокеана, в которых присутствуют наиболее крупные микроконтиненты, выделенные по геофизическим данным, представляют собой наиболее сложнопостроенные зоны. В их пределах ось спрединга как бы раздваивается и ее ответвления огибают микроконтиненты, в силу чего спрединг происходит не в океане, а в узких структурах, подобных межконтинентальным рифтам. Подобное раздвоение зоны спрединга на две более локальные зоны рифтов Суэцкого залива и залива Акаба мож-

но наблюдать на севере Красноморского рифта (Р. В. Гирдлер, 1985).

Следует отметить, что в доордовикское время развитие востока Русской и запада Западно-Сибирской платформ шло по одному плану (см. рис. 1, а, 2, а). После образования в ордовике океана, разделившего эти области, они формируются совершенно по-разному. Земная кора восточного края Русской платформы, за исключением зон перикратонного опускания, имеющих преимущественно уральские простираия, развивается унаследованно от рифейского и более древних структурных планов. В ордовике после длительного перерыва в условиях растяжения оживает Печоро-Колвинский рифт, продолжается образование Прикаспийского континентального рифта. Во всех этих структурах формируются коры рифтового подтипа. В ордовике — раннем силуре северная половина приокеанического борта Русской платформы подвергается перикратонным обрушениям.

Развитие земной коры западной области Западно-Сибирской плиты в ордовике резко меняется по сравнению с рифейским, в палеозое оно полностью подчинено процессам, происходящим в Уральском палеоокеане. В ордовике — раннем силуре отмечается интенсивный раздвиг в Денисовской зоне. Однако в отличие от В. Н. Пучкова и К. С. Иванова (1987) мы не рассматриваем последнюю как вторую ось спрединга Уральского палеоокеана. Геофизические данные свидетельствуют о том, что раздвиг носил локальный характер и Денисовская зона представляла собой зародыш межконтинентального рифта, в котором началось формирование коры океанического типа.

В силуре в Тагильской части Уральского палеоокеана вдоль Западно-Сибирской плиты возникает зона субдукции, имеющая восточное падение [13, 15]. В зоне спрединга в океане продолжается образование коры океанического типа, в зоне субдукции возникает кора островодужного типа (сначала эмбрионального, затем начального и раннеостроводужного подтипов). Эти процессы совпадают по времени с началом сближения континентов,

приведшего к образованию Пангеи С [14].

Земная кора восточной окраины Русской платформы развивалась в том же направлении, что и в предыдущий период.

В силуре под влиянием процессов в Уральском океане, прежде всего в зоне субдукции, начинается интенсивная переработка древней континентальной коры Западно-Сибирской активной окраины, на которой закладываются и развиваются сопряженные Восточно-Уральская и Пелымско-Иргизская структуры. По-видимому, кора последней формируется в результате вторичного спрединга, возникающего как реакция на длительную субдукцию в тылу зоны взаимодействий плит (И. И. Абрамович, И. Г. Клушин, 1976). Однако спрединг носит здесь локальный характер, участки полного разрыва континентальной коры быстро закрываются, не приводя к образованию океанической, а геодинамический режим отличается чрезвычайной неустойчивостью, частой сменой во времени и пространстве условий растяжения и сжатия. По нашему мнению, об этом свидетельствует пестрота разновозрастных формаций: на многих участках соседствуют породы разновозрастных океанической (спилитовой), раннеостроводужной (базальтовой порфиристо-туфовой) и позднеостроводужной (андезитовой) формаций [7].

Таким образом, вулканизм Пелымско-Иргизской зоны, несмотря на сходство отдельных формаций, существенно отличается от вулканизма Тагилско-Магнитогорской мегазоны, развивавшейся на океанической коре. Пелымско-Иргизская структура образуется на древней континентальной коре, интенсивная перестройка которой заключается в насыщении гранито-гнейсового слоя продуктами основного магматизма, увеличении мощности «базальтового» слоя при некотором сокращении мощности коры в целом и в появлении относительно мощной коромантийной переходной зоны. В это же время начинается переработка древней континентальной коры в жестком Восточно-Уральском блоке: ее гранитизация, раздув гранито-гнейсового слоя за счет «базальтового» и общее возрастание мощности коры. Подобный про-

цесс разнонаправленной переработки древней коры в двух сопряженных поясах, названный нами регенерацией земной коры, по-видимому, в тектоническом смысле ближе всего к процессам тектоно-магматической активизации.

В позднем силуре — раннем девоне (см. рис. 2, в) скорость спрединга в Уральском палеоокеане заметно уменьшается [13]: почти прекращается в Тагильской части и полностью — в северном и южном районах присутствия в океане крупных Щучинского и Мугоджарского микроконтинентов. В этих районах растяжение сменяется интенсивным сжатием, но формирование земной коры происходит в отличие от остальной территории Уральского палеоокеана, по-видимому, в результате обдукции. В пользу обдукции в раннем девоне пород океанической коры в Мугоджарах, на юге Южного и на Полярном Урале свидетельствуют результаты исследований Р. Эдварда, Дж. Вассербурга (1985) с применением Sm—Nd и Rb—Sr методов. Относительно узкие (по сравнению с центральными частями океана) участки с океанической корой оказываются зажатými, как в тисках, между приподнятыми жесткими блоками древней кристаллической коры (Большеземельским, Прикаспийским, Ханты-Мансийским и др.) и микроконтинентами (Щучинским, Мугоджарским). Под действием сил сжатия более пластичная океаническая кора выжимается в основном на восточный борт Русской платформы и на микроконтиненты. Благодаря специфическим условиям здесь были выведены на земную поверхность наиболее глубокие породы «базальтового» слоя и верхней мантии, образующие океанический фундамент. В раннем девоне в этих районах кора заканчивает активное формирование и, по-видимому, стабилизируется на океаническом этапе развития. Образуется особый микроконтинентально-океанический подтип ее, являющийся гетерогенным по своей сути и отличающийся присутствием крупных блоков древней континентальной коры, в силу чего коэффициент основности $\beta < 1$ (0,9—1), а мощность коры значительно больше по сравнению с океанической корой других подтипов. В

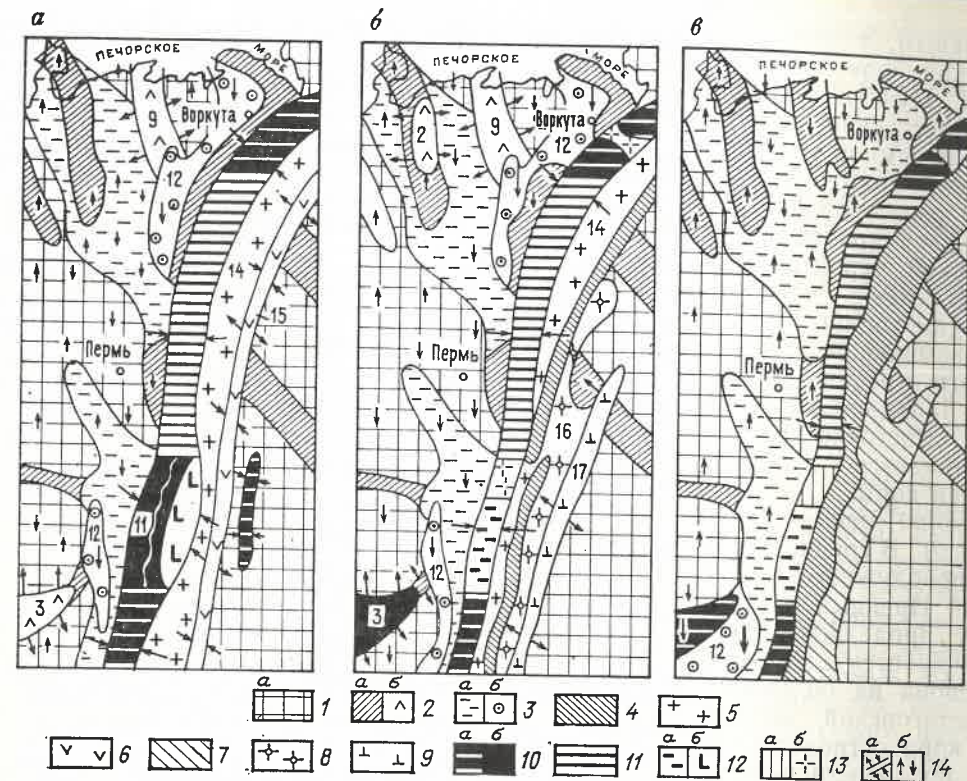


Рис. 3. Палеоглубинные схемы земной коры Урала раннедевонского — среднедевонского (а), среднедевонского — раннекарбонного (б) времени и современная (в):

типы и подтипы коры: а — сформированные, б — формирующиеся; континентальный тип, подтипы: 1 — внутрикратонный, 2 — рифтовый, 3 — перикратонный, 4—6 — интенсивно-регенерированный: 4 — сформированный, 5, 6 — формирующийся: 5 — зоны гранитизации, 6 — зоны насыщения веществом основного состава; 7—9 — слабо регенерированный подтип: 7 — сформированный; 8—9 — формирующийся: 8 — зоны гранитизации, 9 — зоны насыщения веществом основного состава; 10 — океаниче-

ский тип; островодужный тип: 11 — раннеостроводужный, сформированный, 12 — позднеостроводужный, 13 — предконтинентальный подтип, а также подтип переходный от островодужного к континентальному типу; 14 — направления доминирующих движений плит и блоков коры: а — горизонтальные, б — вертикальные; основные палеоструктуры, в которых формировалась земная кора в палеозое — кайнозое: 2 — Тиманская, 3 — Машакско-Новоалексеевско-Прикаспийская, 9 — Печоро-Колвинская, 11 — Тагилско-Магнитогорская, 12 — Приуральско-Прикаспийская, 14 — Восточно-Уральская, 15 — Пелымско-Иргизская, 16 — Зауральская, 17 — Валерьяновская

островных дугах, вытянутых в этот период вдоль всей восточной границы палеоокеана, океаническая кора поглощается и образуется островодужная.

На восточной окраине Русской платформы продолжается формирование коры рифтового и перикратонного подтипов. В Восточно-Уральской и Пелымско-Иргизской структурах Западно-Сибирской плиты идет процесс интенсивной регенерации архейско-раннепротерозойской земной коры.

В раннем — начале среднего девона (см. рис. 3, а) под действием господствующих сил сжатия Уральский па-

леоокеан постепенно закрывается и начинается сближение Европейской и Западно-Сибирской плит [10]. На Южном Урале в пределах зрелой Ирендыкской дуги, характеризующейся базальт-андезит-базальтовым вулканизмом и сейсмофокальной зоной, падающей на восток под Западно-Сибирский континент (В. А. Романов, 1982, 1985; С. Н. Иванов и др., 1986; И. Б. Серавкин, 1986 и др.), развивается кора позднеостроводужного подтипа. К началу девона осевая зона спрединга в Южно-Уральском океане прекратила свое существование. Спрединг, являясь

локальным, вторичным, возникает на короткий срок в тылу островных дуг (В. Н. Пучков, К. С. Иванов, 1987). Он существенно не влияет на формирование земной коры.

Вдоль восточного борта Русской платформы продолжается образование коры перикратонного подтипа. На остальной территории востока платформы имеют место как восходящие, так и нисходящие движения, заметно не сказывающиеся на характере глубинного строения коры.

На Западно-Сибирской плите в пределах Восточно-Уральской мегазоны продолжается процесс регенерации древней коры.

Средний девон — ранний карбон (см. рис. 3, б). В среднем девоне кора позднеостроводужного подтипа в пределах зрелой Ирландской дуги на Южном Урале продолжает формироваться и заканчивается в живетский век. К концу девона на большей части Тагило-Магнитогорской мегазоны образовалась кора островодужного типа (ранне- и позднеостроводужные подтипы). В конце девона — начале карбона только на севере Южного Урала продолжается развитие коры предконтинентального подтипа. Уральский палеоокеан, все время сокращаясь по ширине, сохраняется практически лишь на Южном Урале. Под влиянием сил сжатия происходит шарьирование пород Тагило-Магнитогорской мегазоны в пределы восточного борта Русской платформы [8, 11].

Для северо-востока Русской платформы франкий век — время последней активизации континентального рифтогенеза. Оживает Тиманский палеорифт, закладывается Восточно-Тиманский рифтогенный грабен (В. Г. Черный, 1979; Е. Е. Милановский, 1983). В грабене накапливаются франские типично рифтогенные образования трапповой, вулканогенно-терригенной и аспидной формаций, суммарная мощность которых по оценкам В. Г. Черного 4,5—6 км, по нашим — 2,5—3 км. В среднем — позднем девоне возрастает интенсивность развития (с проявлением магматизма) Печоро-Колвинского авлакогена (В. А. Дедеев и др., 1982). Однако следует подчеркнуть, что палеозойский рифтогенез в Тимано-Печорской провинции по масштабу

не идет ни в какое сравнение с рифейским. Кора рифтового подтипа в Тиманской и Печоро-Колвинской мегазонах образовалась в основном в рифее. К концу позднего девона отмирает Тиманский палеорифт, в раннем карбоне — Печоро-Колвинский. В то же время активизируется Прикаспийский рифт: под действием сил растяжения он превращается из внутриконтинентального в межконтинентальный, в пределах которого формируется кора океанического типа. По восточному борту Русской платформы расширяются области развития коры перикратонного подтипа. В целом на восточной окраине платформы господствуют опускания [1], которые, однако, не приводят к перестройке коры.

Продолжаются активная переработка и гранитизация коры Восточно-Уральского поднятия. Под действием сил сжатия заканчивается процесс интенсивной регенерации коры Пелымско-Иргизской зоны. К востоку от Восточно-Уральской мегазоны в раннем карбоне возникает новая область регенерации древней континентальной коры — Зауральская мегазона. Последняя включает Зауральское поднятие и Валерьяновский прогиб — пограничную структуру, формировавшуюся в условиях растяжения и разделяющую уралиду и казахстаниды. Магматизм Валерьяновского вулканического пояса сопоставляют с магматизмом рифтогенных структур, развивавшихся по молодым эпикаледонским платформам [13]. Можно полагать, что по ширине раздвиг Валерьяновский прогиб сопоставим с континентальными рифтами. Хотя по направленности перестройки коры в Валерьяновской зоне более выдержана, чем в Пелымско-Иргизской, но по масштабам она значительно слабее. В пределах Зауральского поднятия идут переработка и гранитизация коры, по интенсивности также уступающие аналогичным процессам в Восточно-Уральском поднятии.

Таким образом, кора Зауральской мегазоны, так же как и Восточно-Уральской, является регенерированной, но в значительно меньшей степени. Поэтому кора Восточно-Уральской мегазоны выделена как короткоинтенсивно регенерированного подтипа, кора Зауральской мегазоны — слабо ре-

генерированного подтипа, который можно рассматривать в качестве переходного от интенсивно регенерированного к внутрикратонному.

В среднем карбоне — перми, в период, синхронный времени образования Пангеи А [14], Уральский океан полностью закрылся (В. Н. Пучков, К. С. Иванов, 1987) и началось столкновение Восточно-Европейской плиты с Западно-Сибирской, к которой под действием все усиливающихся напряжений сжатия припаяна молодая кора островодужного типа Тагило-Магнитогорской мегазоны. В результате столкновения континентов возникают процессы орогенеза, сопровождаемые складкообразованием, скучиванием коры, появлением шарьяжей. Однако коллизия на Урале не соизмерима по масштабам с коллизией, имевшей место, например, в Альпах и Гималаях, где одна континентальная плита надвигалась на другую, в результате чего огромные массы коры оказались удаленными от места своего образования на сотни километров. Развитие земной коры палеоокеанического сектора Урала автохтонное, что отмечено С. Н. Ивановым и др. [13] и согласуется с геофизическими данными.

Современная кора Тагило-Магнитогорской мегазоны по увеличенной мощности «базальтового» слоя за счет «гранито-гнейсового», присутствию в низах ее мощного «коро-мантийного» слоя, повышенным значениям коэффициента основности ($\beta = 0,85$) принадлежит к островодужному типу [2]. Сохранение данного типа коры в течение многих миллионов лет после того, как отмерли островные дуги, свидетельствует о том, что процессы орогенной стадии, приведшие к образованию Уральского горного сооружения, не захватили всей коры целиком и не вызвали ее коренной перестройки и превращения в континентальную. Это подтверждается отсутствием в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны интенсивной гранитизации и корового континентального магматизма (Ю. А. Билибин, 1959). Подобный реликтовый характер глубинного строения возможен только в случае, если земная кора находится на месте своего формирования, т. е. на месте существования в силуре и девоне островных дуг. Если бы

земная кора была перемещена на большие расстояния, то она бы неизбежно разрушилась. На соседние платформы были шарьированы сравнительно небольшие массы палеоокеанической коры (внутри мегазоны — множество надвигов и покровов).

Итак, формирование современной коры Тагило-Магнитогорской мегазоны, принадлежащей к островодужному типу, в основном происходило в силуре — девоне и закончилось в раннем карбоне. В среднем карбоне — перми в результате складкообразования и скучивания коры лишь несколько увеличивается ее мощность.

В среднем карбоне — перми в Прикаспийском межконтинентальном рифее продолжается развитие океанической коры, по восточному борту Русской платформы расширяется область образования коры перикратонного подтипа. К среднему карбону заканчивается формирование коры в Валерьяновской зоне. В пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий идет интенсивная гранитизация коры, достигшая в конце карбона необыкновенного размаха [4].

К мезозою земная кора Уральского складчатого сооружения сформировалась практически полностью. В триасе заканчивается развитие коры перикратонного подтипа в остаточных впадинах. Значительно расширяется область перикратонных опусканий, продолжавшихся в течение всего мезозоя на юге региона и захвативших всю северо-восточную часть современной Прикаспийской впадины. Тектоническая жизнь региона в целом в мезозое была достаточно активна: в раннем триасе в центральных и западных зонах Урала продолжается горообразование (А. П. Рождественский, 1982), а в Зауралье и Приуралье под действием сил растяжения закладывается новая система грабенов и горстов, изливаются траппы (В. И. Тузикова, 1981). В течение мезозоя в интенсивное прогибание вовлекаются вся территория Прикаспийской впадины [1] и молодая Западно-Сибирская платформа. Однако эти процессы не были настолько активны, чтобы привести к перестройке коры.

Современная глубинная структура Урала (см. рис. 3, в) — результат дли-

тельного и продолжающегося поныне активного развития. Земную кору региона мы рассматриваем как сформированную, за исключением северо-востока Прикаспийской впадины, где в настоящее время продолжают интенсивное опускание и образуется кора перикратонного подтипа. Однако земная кора Урала находится в неустойчивом состоянии, о чем свидетельствуют: 1) приуроченность его в плане к гигантской ступени геопотенциала, соответствующей глобальной линейной зоне перестройки вещества и структуры Земли, распространяющейся в мантию по крайней мере до глубин 400 км (И. И. Абрамович, И. Г. Клушин, 1976); 2) отсутствие в регионе изостатической компенсации, о чем свидетельствует анализ гравитационного поля; 3) приуроченность к Уралу (к зоне сочленения Западно-Уральской зоны складчатости с Предуральским прогибом на Среднем Урале) пяти- и шестибалльных землетрясений (В. С. Ломакин, И. К. Семина, 1976); 4) выявление на Среднем Урале интенсивных горизонтальных сжимающих напряжений, сконцентрированных на границе между мио- и эвгеосинклинальными областями (А. Л. Алейников и др., 1974, 1977).

Сформулируем основные выводы.

1. Выполненная работа говорит о принципиальной возможности построения серий палеоглубинных карт (или схем) для крупных тектонических регионов на основе комплекса геологических и геофизических данных.

2. Составленные палеоглубинные схемы земной коры Урала из-за недостатка сведений о геологической истории и глубинном строении региона в значительной мере гипотетические.

3. На земную кору в процессе ее развития действуют как горизонтальные, так и вертикальные силы; плиты и блоки коры испытывают и горизонтальные, и вертикальные движения. Ведущая роль в перестройке коры принадлежит горизонтальным силам и перемещениям, господствующим при формировании всех типов коры и большинства подтипов (рифтового, орогенного, регенерированных и др.). Только при образовании перикратонного (особенно в случае внутрикратонных впадин) и внутрикратонного подтипов ко-

ры преобладают вертикальные движения блоков. Последние наиболее отчетливо проявляются на платформах и приводят к колебаниям уровня отдельных блоков без существенной перестройки коры.

4. Между этапами геологического развития и этапами формирования земной коры нет полного соответствия. Это может быть объяснено тем, что одинаково направленные геологические процессы развиваются по-разному. Такие различия не всегда удается уловить в геологических данных, более ярко они отражаются в особенностях глубинного строения и развития земной коры, чем они и обусловлены. Так, с точки зрения эволюции глубинного строения понятие авлакоген в его современной трактовке (Р. Н. Валеева, 1978; Е. Е. Милановский, 1983 и др.) объединяет два класса структур с разным строением коры, относящихся к рифтовому (Днепровско-Донецкий, Печоро-Колвинский авлакогены, северная часть Тиманского и др.) и перикратонному (Калталинский, южная часть Тиманского и др.) подтипам. Это связано с тем, что стадии развития авлакогена — собственно рифтовая (по Е. Е. Милановскому, 1983) и стадия синеклизы резко различаются геодинамической обстановкой и направленностью процессов формирования земной коры [3]. Если в развитии авлакогена доминирует рифтовая стадия, то образуется континентальный рифт с корой рифтового подтипа, очень часто погруженный под платформенной синеклизой. Если же доминирует стадия синеклизы, то кора рифтового подтипа разрушается в процессе прогиба и развития коры перикратонного подтипа. Другой пример: Тагило-Магнитогорская и Пелымско-Иргизская структуры рассматриваются как эвгеосинклинальные. Однако кора первой сформировалась в зоне раздвига плит из молодой океанической коры, а второй — в результате переработки древней континентальной. Это определило их различную роль в тектонической истории региона. Тагило-Магнитогорская сегодня — глобальная шовная структура, Пелымско-Иргизская — рядовая структура среди восточных эвгеосинклинальных зон. Можно привести еще множество примеров.

Таким образом, изучение глубинного строения земной коры и его эволюции позволяет выявить скрытые различия в строении и развитии геологических структур. Учет указанных различий в металлогении переоценить трудно.

5. В уральском и соседних регионах по геологическим и геофизическим данным четко прослежены трансрегиональные разломы северо-западного, северо-восточного и субширотных простираний (И. И. Горский, 1959; А. И. Олли, 1966; И. С. Огарин, 1968, 1973; Б. В. Дорофеев, 1968, 1976; Е. М. Ананьева и др., 1970, 1981; А. С. Мельников, Р. И. Ерошевская, 1972; А. Г. Кондаин, О. А. Кондаин, 1971; Н. В. Шаблинская, 1977, 1984; Н. Г. Берлянд, 1982 и др.). Эти разломы, живущие или оживающие на протяжении длительного времени (до настоящего включительно), в пределах Русской и Западно-Сибирской платформ заложены в архее — протерозое. На первый взгляд, наличие таких разломов Русской платформы, продолжающихся в пределы Западно-Сибирской, противоречит представлениям о развитии региона с позиции тектоники плит. Однако указанный факт может быть объяснен, если предположить, что в конце палеозоя плиты соединились теми же краями, которые образовались в конце рифея — начале палеозоя в результате раскола Пангеи Д. Подобный вывод не противоречит палеогеографическим реконструкциям А. Н. Храмова (1981), выполненным на основе палеомагнитных данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления/Под ред. А. П. Виноградова. М.—Л., 1960—1961. Ч. 1, 2.
2. Берлянд Н. Г. Районирование Урала по типу строения земной коры//Сов. геология. 1982. № 11. С. 79—89.

3. Берлянд Н. Г. О возможности палеорекострукции глубинного строения земной коры//Сов. геология. 1989. № 7. С. 74—85.
4. Геологическое развитие и металлогения Урала/К. К. Золотов, М. С. Рапопорт, Б. А. Попов и др.—М.: Недра, 1981.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Русская платформа/Под ред. В. Д. Наливкина, К. Э. Яковсона.—Л.: Недра, 1985.
6. Значение глубинных разломов и блоковой структуры в формировании представления о модели строения и развития Урала/Е. М. Ананьева, В. А. Бугайло, Б. В. Дорофеев и др.//Земная кора и структуры рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1981. С. 24—31.
7. Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала.—М.: Наука, 1979.
8. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.—М.: Наука, 1979.
9. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл.—Л.: Наука, 1971.
10. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит/Л. П. Зоненшайн, В. Г. Корниевский, В. Г. Казьмин и др.//История развития Уральского палеоокеана. М., 1984. С. 6—56.
11. Тектоника Урала/А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечушкин и др.—М.: Наука, 1977.
12. Рундквист Д. В., Кутырев Э. И., Кондаин О. А. Структурная позиция и металлогения эвгеосинклинальных зон Урала//Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1978. Т. 12. С. 37—46.
13. Формирование земной коры Урала/С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др.—М.: Наука, 1986.
14. Храмов А. Н. Глобальная палеогеография эпох раннего и среднего палеозоя по результатам палеомагнитных исследований//Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии.—Л.: ВНИГРИ, 1981. С. 113—132.
15. Edwards R. L., Wasserburg G. T. The age and emplacement of obducted oceanic in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr systematics//Earth and Planetary. 1985. Vol. 72. N 4. P. 389—404.
16. Hamilton W. The Uralides and the Motin of the Russian and Siberian Platforma//Bull. Geol. Soc. of America. 1970. Vol. 81. N 9. P. 2553—2576.

Принята редколлегией 27 мая 1988 г.

Слои парадоксального состояния геологической среды

С. О. БОРИСОВ (САИГИМС)

Для изучения эволюции реального объекта необходима информация о параметрах, характеризующих, с одной стороны, среду, в которой он функционирует, а с другой — сам объект, а также о их вариациях при протекании различных процессов — как внутренних (в пределах объекта), так и внешних (в среде, его вмещающей). Такой методологический подход обязывает рассматривать развитие литосферы и ее фрагментов в связи с вариациями свойств и поведения геологической среды в различных условиях, меняющихся во времени. Основополагающая роль при этом, несомненно, принадлежит термодинамическим параметрам. Их влияние определяет либо контролирует протекание большинства геологических процессов глобального, регионального и локального масштабов. Особый интерес представляют процессы, приводящие к возникновению в геологической среде зон с аномальными свойствами. Теоретически данные зоны должны быть обусловлены тем, что в условиях нарастающих с глубиной давлений и температур, а также их вариаций по латерали, накопления изменений в свойствах и структуре геологической среды реализуются в виде скачкообразных эффектов с возникновением соответственно латеральных и вертикальных границ, слоев и т. п.

Сопоставления результатов геолого-геофизического изучения глубинного строения литосферы с данными теоретических и экспериментальных исследований физики пород при высоких PT -условиях позволяют изучать вариации свойств геологической среды и выявлять их аномалии, связанные с распределением глубинных температур и давлений.

Приведем краткий обзор использованных материалов. Не останавливаясь на методике, теоретических позициях и задачах, стоящих перед авторами исследований, охарактеризуем лишь те моменты, которые имеют непосредственное отношение к поставленной задаче — выявлению аномалий

состояния и свойств геологической среды.

Так как анализировались лишь результаты, содержащие количественные оценки, начать следует с экспериментальных исследований группы авторов [11], которыми в 1960 г. была показана возможность возникновения в земной коре на глубинах порядка 20 км под воздействием высоких давлений и температур (500—800 °C) квазипластических участков. Здесь при достижении термодинамическими параметрами определенных соотношений на фоне общего роста скалывающих напряжений возникают области их резкого падения, когда маловероятны взрывные выделения энергии даже при значительных смещениях [12]. В 1982 г. В. Н. Николаевским был дан глубокий научный анализ исследований механики геологической среды при высоких PT -параметрах и создана количественная модель смены механизмов разрушения пород по мере изменения давлений и температур [6]. В свете поставленных проблем отметим следующее: 1) при давлениях свыше 500 МПа и температурах более 400 °C в породах возникают значительные дилатансионные деформации, соответствующие пластическому типу разрушения пород; 2) при нагрузке 1000 МПа и температуре 600 °C происходят смена элементарных механизмов деформирования и переход от хрупко-дилатансионных состояний к истинно-пластическому [6]. Процессы дилатансии сопровождаются увеличением объема пород и возникновением открытой пористости. Факт протекания этих процессов в конкретном интервале PT -параметров говорит о возможном формировании на соответствующих глубинах слоев с аномальными свойствами — пониженной скоростью прохождения упругих колебаний и повышенной проницаемостью для мобильных компонентов.

Весьма интересны результаты исследований параметра проницаемости пород для флюидов в различных термодинамических условиях [5], указываю-

щие на аномальную проницаемость геологической среды при температурах 400—500 °C. Изучение электрических параметров глубинных зон коры говорит о наличии слоев с повышенной электропроводностью, возникающих при температурах 300—650 °C. Некоторые авторы (А. В. Брыксин, В. В. Хлестов, 1980; Т. С. Лебедев, В. А. Корчин, Б. Я. Савенко и др., 1986 и др.) связывают их пространственно и генетически с сейсмическими волноводами, насыщенными флюидами, а также с процессами гидратации и дегидратации пород. Следует отметить, что по данным Л. Л. Ваньяна [2] в среднем для глубин, соответствующим интервалу температур 400—600 °C, удельное сопротивление флюида примерно на порядок ниже, чем для земной поверхности.

Анализ природы сейсмических границ, выполненный различными авторами по данным сверхглубокого бурения (Р. Б. Вугин, Д. М. Губерман, О. Л. Кузнецов и др., 1985; Ф. С. Моисеенко, 1986; М. В. Минц, Н. И. Колпаков, В. С. Ланев и др., 1987; Н. В. Черский, В. П. Царев, 1988 и др.), показал, что, начиная с некоторых глубин, фактором, определяющим изменение упругих свойств пород, становится их напряженное состояние, обусловленное тектоническими процессами. Сейсмические границы на этих глубинах связаны с зонами нарушения сплошности пород в виде сгущения мелкой субгоризонтальной трещиноватости и сланцеватости аналогичного направления. В результате наблюдаются понижение скорости сейсмических волн и повышение проницаемости пород. Проведенными нами исследованиями сейсмологических параметров в связи с пространственным распределением PT -условий [1] выявлено наличие в земной коре уровней (слоев) с аномально пониженной способностью генерирования гипоцентров крупных землетрясений ($K \geq 5$) и показана связь гипсометрии кровли «несейсмического слоя» с распределением глубинных температур и давлений. Нейсейсмические слои, но по результатам анализа распределения очагов землетрясений, были выявлены Е. М. Бутовской (1976). Ею показано, что кровля основного волновода коры, лежащая

в пределах Средней Азии на глубинах 24—36 км, отделяет сейсмически активную верхнюю часть от нижней, несейсмической. Аналогичную поверхность, установленную в районе Рейнского грабена на глубине 13—15 км, авторы [10] предлагают именовать «сейсмической поверхностью Кюри». По мнению У. И. Моисеенко и А. А. Чадович (1986), к этому уровню (волноводу) приурочены магматические очаги — участки частичного плавления пород, которые объединяются в упруговязкий слой.

Подавляющая часть аномалий свойств геологической среды (табл. 1) приурочена к вполне определенному и достаточно локализованному интервалу температур (400—700 °C) и давлений (400—600 МПа). В связи с такой термодинамической компактностью и генетической взаимоувязанностью протекающих здесь аномальных процессов дальше будем называть данные зоны слоями парадоксального состояния (СПС) геологической среды.

Кратко остановимся на модели латерально расслоенной литосферы в связи с указанными аномалиями и результатами проведенных нами ранее [1, 3] исследований, направленных на создание сейсмогеодинамической и физико-динамической моделей литосферы Средней Азии (рис. 1).

Слой 1 характеризуется относительно холодной и хрупкой геологической средой, мощность его от 2—5 км (области современного рифтогенеза) до 25—35 км. Отмечается преобладание хрупких деформаций, которые развиваются до уровня катастрофических в зонах аномально повышенных напряжений и их перепадов [1]. Присущие ему значения: $T < 300$ °C, $P < 500$ МПа. По мере увеличения глубины в пределах слоя нарастает структурная консолидация — постепенно уплотняется геологическая среда за счет закрытия трещин, микротрещин, межслойного, а затем и порового пространства. Это приводит к закономерному падению проницаемости среды. Разрывные нарушения глубокого проникновения близки к вертикальным, что подтверждается сейсмическими наблюдениями и данными по механизмам очагов землетрясений.

Слой 2 — слой парадоксального состояния геологической среды; харак-

Таблица 1

Аномалии свойств геологической среды, возникающие под действием высоких термодинамических параметров

Аномальные свойства	T, °C	P, МПа	Источник информации
Значительные дилатансионные деформации	400	500	[6]
Падение прочности пород от 15—20 до 40—50 %	400—600	0—1000	М. П. Воларович, И. С. Томашевская, В. А. Будников, 1979
Резкое увеличение проницаемости пород	400—500	—	Г. Н. Ковалев, Ю. П. Масуренков, 1969; Г. П. Зарайский, В. Н. Балашов, 1978, 1986 и др.
Частичное плавление гранитоидов в присутствии воды	>600	>400	У. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон, 1981
Частичное плавление водосодержащих габброидов	>650	>500	То же
Понижение скорости прохождения упругих колебаний	350—450	—	"
Уменьшение электрического сопротивления флюида на порядок	400—600	—	[2]
Возникновение зон повышенной электропроводности, связанных с высокой проницаемостью пород	350—450	—	Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР, 1988
Понижение скорости упругих волн и повышение электропроводности	300—650	—	А. В. Брыксин, В. В. Хлестов, 1980
Переход от хрупкодилатансионных состояний к истинно-пластическому	600	1000	[6]
Максимальное выделение воды из пород	400—600	—	У. Файф, Н. Прайс, А. Томпсон, 1981; Ф. А. Летников, Т. П. Гонтимурова, 1987
Переход геоматериала от пластического состояния к хрупкому	>900	>1500	В. Н. Николаевский, 1984

терные для него значения T 350—600 °C, P 200—1000 МПа. В пределах СПС отмечаются значительные дилатансионные деформации, пониженные скорости распространения упругих сейсмических волн, повышенные значения электропроводности пород и флюидов, повышенная проницаемость геологической среды, резкое падение прочности пород и т. д. Разрывные нарушения, вертикальные в слое 1, в пределах СПС выполняются. В сейсмологической модели литосферы Средней Азии [1] СПС соответствует зона с пониженной способностью генерирования очагов крупных землетрясений. В целом СПС характеризуется повышенными подвижностью геологической среды и проницаемостью для мобильных компонентов (в отличие от выше лежащего — малопроницаемого и относительно структурно консолидированного).

Слой 3 — слой истинно-пластических деформаций. Здесь отмечаются про-

цессы частичного плавления водосодержащих (влажных) интрузивных пород. Образующиеся в результате очаговые области могут объединяться в линзы и прослои с высокой подвижностью вещества (астенолинзы и астенослои, В. К. Кучай, 1983). Последние в той или иной степени заполняют слой 3 и разделены геологической средой стабильного состояния. При формировании достаточно мощных прослоев в сейсмической модели коры, кроме волновода, связанного с СПС, отмечаются дополнительные в слое 3, например, в Чаткальской зоне (Средний Тянь-Шань). Термодинамические параметры слоя: $T > 600$ °C, P 400—600 МПа и более.

При определенных изменениях значений глубинных температур и давлений между слоями 2 и 3 может существовать зона стабильного состояния геологической среды (см. рис. 1).

Слой 4 — хрупких деформаций геологической среды в отсутствие воды

Температуры, контролирующие данный слой, 900—1400 °C, давления 1,5 ГПа и более.

Слой 5 — характеризуется пластическим состоянием среды при температурах выше точки плавления «сухих» пород, т. е. 1200—1400 °C и более.

Придерживаясь гипотезы термодинамической природы расслоенности литосферы и формирования латеральных слоев (волноводов, астеносферы) и границ (Ферча, Конрада, Мохоровичича) и опираясь на предложенную модель, отметим, что указанные границы в различных по тектонической активности регионах будут иметь различный генезис. Так, поверхность Мохоровичича в платформенных областях связана с подошвой слоя 2, в горноскладчатых — с подошвой слоя 3, а в зонах рифтов — с кровлей переходного к астеносфере слоя (см. рис. 1).

Вариации термодинамических параметров могут приводить к формированию в слоистой структуре коры (возможно, и литосферы) вертикальных аномальных зон, разделяющих блоки достаточно стабильного распределения PT -условий. Данные зоны характеризуются быстро меняющимися в латеральном направлении давлениями и температурами, что, как показано нами ранее [1], приводит к образованию вертикальных границ третьего типа (первые два: разломы различных рангов и контакты интрузивных образований с вмещающей средой). По нашему мнению, эти зоны могут рассматриваться как вертикальные СПС, которые при благоприятных тектонофизических условиях преобразуются в разрывные нарушения.

Таким образом, литосфера, по результатам сопоставления свойств геологической среды и распределения термодинамических параметров, имеет слоисто-блоковую структуру. Наличие в земной коре контролируемых PT -параметрами слоев (эпизона, мезозона, катазона), в пределах которых дислокационные процессы имеют коренные различия, отмечаются в ряде работ (Е. И. Паталаха, 1971, 1981; Е. И. Паталаха, А. В. Смирнов, 1986; В. И. Старостин, 1988 и др.). Однако, по нашему мнению, в данных работах недооцениваются разнообразие возможных вариантов распределения температур

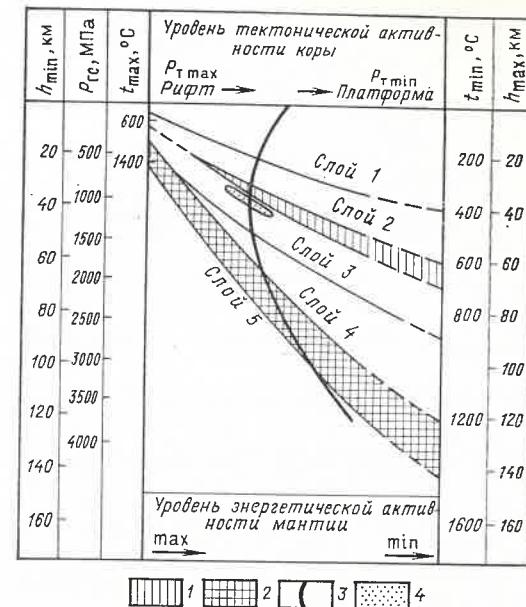


Рис. 1. Физико-динамическая модель литосферы континентального типа:

h_{max} и h_{min} — максимальные и минимальные глубины до границ в связи с распределением температур соответственно t_{min} и t_{max} и давлений, контролируемых уровнем тектонической и энергетической активности коры и мантии; P_{gs} — геостатическое давление; P_{tmax} и P_{tmin} — изменение тектонических нагрузок; 1 — область стабильного состояния коры; 2 — переходная зона к астеносфере, положение кровли которой, располагаясь в данной зоне, существенно зависит (кроме PT -параметров) от вещественного состава мантии; 3 — кривая, характеризующая современную модель Чаткальской зоны; 4 — сейсмический волновод, связанный с процессами плавления водосодержащих интрузивных пород в слое 3 и установленный в Чаткальской зоне

и давлений, размах их вариаций на фиксированных глубинах, а также набор возможных аномальных процессов в указанных выше интервалах PT -параметров. В связи с этим нам представляется дискуссионным приурочение PT -зон к определенным, исторически обособленным комплексам пород, так как в большинстве случаев термодинамическая расслоенность литосферы имеет независимое (секущее) по отношению к стратиграфическим границам положение.

Остановимся на наиболее контрастных примерах проявления слоисто-блоковой динамической структуры литосферы в строении и эволюции геологической среды.

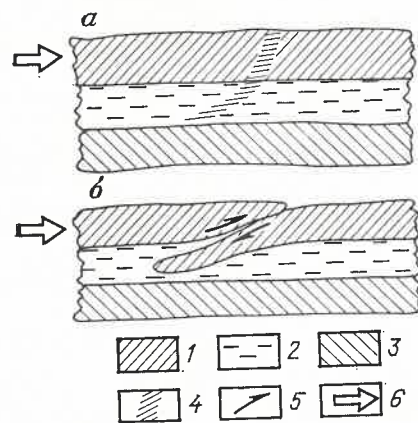


Рис. 2. Формирование надвиговой структуры с участием СПС:

а — начальная фаза, б — главная фаза; 1 — слой хрупких деформаций; 2 — СПС; 3 — слой стабильного состояния вещества; 4 — разрывные нарушения (листрические разломы [8]); 5 — направления относительных перемещений; 6 — направление тектонической нагрузки

СПС и шарьяжная тектоника. Результаты исследований в области геодинамики позволяют говорить о реальном существовании значительных по амплитуде надвиговых структур. Такие устанавливаются геологическими и геофизическими методами и служат фактической основой для различных теоретических построений. Идеологический фундамент последних — теория глобальной геологической расслоенности литосферы (А. В. Пейве, 1981). Однако в большинстве работ, посвященных данной проблеме, вопросы механизмов, способных обеспечить значительные латеральные подвижки литопластин, как правило, не поднимаются, а наблюдаемые явления постулируются.

В широком спектре проблем, существующих в связи с изучением процессов шарьяжной тектоники, в первую очередь требуется объяснить отсутствие в надвигаемых литопластинах значительных деформаций региональных масштабов, относящихся к периоду максимальных латеральных перемещений (за исключением фронтальной части надвига). Это тем более важно, что мощности надвигаемых покровов относительно весьма невелики и значительно уступают как площадным параметрам перемещаемых пластин, так

и амплитудам надвигов. Создать такую картину может лишь наличие в низах надвигаемого покрова на контакте с условно неподвижной частью коры некоторой зоны, играющей роль «смазочного материала», т. е. области достаточно подвижного состояния вещества. Последняя, кроме того, обеспечивает возможность латерального отслоения части коры на начальной стадии формирования надвига в результате приложения тектонических нагрузок (рис. 2). Расчеты показывают, что отсутствие латерального слоя деформаций пластического типа при наличии достаточно интенсивных горизонтальных тектонических нагрузок приведет не к шарьированию, а либо к интенсивной складчатости (при повышенных температурах недр), либо к хрупкому разрушению — формированию разрывных дислокаций.

Кроме условия высокой подвижности вещества к слою в области подошвы надвига предъявляются следующие требования: региональное распространение (по крайней мере под всей перемещаемой литопластиной); малая степень изрезанности рельефа его поверхностей; существование до начала процесса шарьирования. Это позволяет говорить о том, что возникновение данного слоя, вероятнее всего, обусловлено вариациями физического состояния недр. Причем такие вариации генетически могут быть не связаны с геологическими процессами, обеспечивающими само шарьирование — горизонтальное движение.

Исходя из предложенной модели литосферы, нами предполагается, что роль слоя, обеспечивающего процессы шарьяжной тектоники, выполняет СПС. Тогда первый этап, начало шарьирования, облегчается тем, что по мере приближения к СПС разрывные нарушения выполняживаются, приобретая латеральную направленность в его пределах [1, 8] (см. рис. 2). При этом высокая подвижность вещества внутри СПС значительно снижает порог минимальных значений тектонических напряжений, необходимых как для начальной стадии шарьирования, так и для процесса дальнейших латеральных движений. Верхний предел данного порога — значение дифференциальных напряжений, не превышаю-

щей прочности пород перемещаемой плиты (т. е. не более 300 МПа).

Экстраполяция термодинамических условий в прошлое указывает, что зоны палеоСПС вполне могли обеспечивать значительные латеральные перемещения достаточно тонких (мощностью в центральной части 2—5 км и более) геологических пластин с образованием структур типичных шарьяжей.

СПС и интрузивный магматизм. В многоплановом и сложном процессе эволюции земной коры одно из важнейших мест, несомненно, занимает магматизм. В свою очередь, основными физико-динамическими процессами его развития являются: проникновение мобильных компонентов мантии и коры в вышележащие области; взаимодействие мобильных компонентов с вмещающей средой; становление формы и консолидация магматической системы. Закономерности протекания данного комплекса взаимосвязанных процессов определяются физико-динамическими свойствами как вмещающей среды, так и самих мобильных компонентов. Предложенная модель, а также результаты изучения глубинного строения и динамики литосферы Средней Азии [1, 3] позволяют выделить два основных класса процессов, контролирующих закономерности пространственных перемещений мобильных компонентов в пределах земной коры.

Первый класс определяет закономерности развития крупных интрузивных тел с корнями, уходящими в пределы низов коры и мантию, т. е. с источниками магм, расположенными ниже СПС. Ведущими являются эффект вариаций вектора проницаемости (ВП), наблюдаемый при изменении глубинных термодинамических условий, а также возникновение в геологической среде неустойчивости Бенара, в результате которой формируются диссипативные структуры — конвективные, адвективные, диапировые (рис. 3). Если в пределах земной коры выше и ниже СПС геологическая среда описывается вертикально направленным ВП, связанным с формированием разломов и вертикальных проницаемых зон, то СПС — область высокой проницаемости коры в латеральном на-

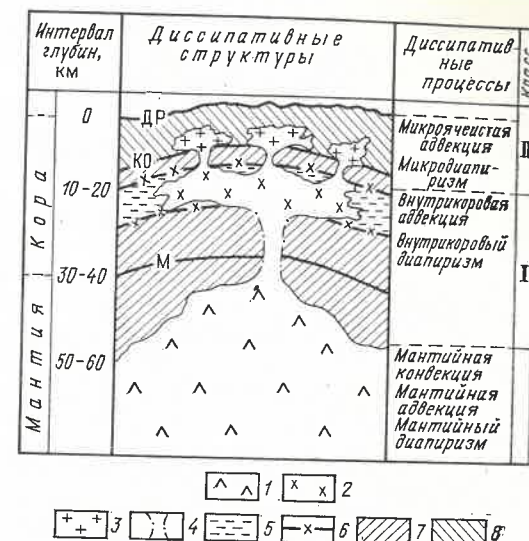


Рис. 3. Схема магматической системы для варианта с мантийным расположением источников магм первого класса и отсутствием внутрикорового магмообразования (Кураминская зона Среднего Тянь-Шаня на период герцинской тектоно-магматической активизации): ДР — дневной рельеф; КО — дорифейское кристаллическое основание; М — поверхность Моховичича; диапиры: 1 — мантийный, 2 — внутрикоровый, 3 — верхнекоровый (микродиапир), 4 — вертикальные локализованные каналы перемещения мобильных компонентов; 5 — СПС; 6 — кровля и подошва СПС; 7, 8 — слои с преимущественно вертикально направленным ВП, в том числе — слой с плотностью равной плотности вещества микродиапиров

правлении. Это тем более важно в связи с тем, что выше него располагается зона максимальной структурной консолидации коры (см. рис. 1).

Распространяясь сквозь геологическую среду с преимущественно вертикально направленным ВП, мобильные компоненты формируют достаточно локализованные (энергетически наиболее выгодные) вертикальные каналы. Процессы перемещения мобильных компонентов в их пределах могут быть описаны моделью течения в пористой среде [9]. По достижении уровня СПС направление движения меняется на латеральное. Последующая консолидация расплавов приводит к образованию интрузивных тел характерной грибообразной формы (при наличии нескольких каналов — пластообразной).

Второй класс процессов контролирует развитие интрузивного магматизма меньшего масштаба и в ряде случаев вторичного характера, когда

источником вещества служат либо промежуточная камера внутри коры, либо незаконсолидовавшаяся интрузия первого класса, либо процессы магмообразования внутри коры. Механизмы формирования интрузий и динамика перемещения мобильных компонентов в данном случае могут быть описаны на основании явления конвективной неустойчивости слоев с различными плотностями параметрами в гравитационном поле Земли. Теоретические основы, разработанные Е. В. Артюшковым (1963, 1986 и др.) и использованные нами для модели контакта расплав — вмещающая геологическая среда, позволили показать, что отмеченная неустойчивость должна привести к формированию «пузыреподобных» тел малых интрузий, либо тегряющих впоследствии связь с основной (материнской), либо сохраняющих более или менее крупные каналы (см. рис. 3).

В целом процесс развития магматизма в связи с распределением физических свойств можно представить в виде следующих этапов: 1) проникновение мобильных компонентов мантии и низов коры по локализованным вертикальным каналам до уровня СПС; 2) формирование в пределах СПС крупных интрузивных тел грибообразной (пластообразной) формы; 3) интенсивный процесс гравитационного перемещения (микродиапиризм, внутрикоревая адвекция); 4) консолидация магматической системы.

СПС и сейсмогеодинамика. В практике исследований параметров сейсмической активности выделяются два основных направления: районирование территорий по принципу балльности ожидаемого землетрясения и прогноз времени и места его. Проблемы, возникающие при этом, традиционно решаются на основании анализа многолетних наблюдений за сейсмической активностью и попыток систематизации ее вариаций. Однако, как показывает анализ исследований многих авторов (В. И. Уломов, 1983; М. Д. Зомбак, М. И. Зомбак, 1984 и др.), корректность такой методики, приемлемой для окраинных частей континентов (зоны субдукции), сомнительна, когда дело касается внутриплитных регионов.

Методически более правомерно изучение параметров сейсмической активности на основе построения сейсμο-динамических моделей, устанавливающих характер пространственного размещения в литосфере потенциально сейсмически активных и несейсмичных блоков, слоев, зон и т. д. [1]. Такая модель, по существу, является моделью распределения деформационных свойств как функций термодинамических параметров. На основании предложенной модели в первом приближении устанавливается слоисто-блоковое строение литосферы по отношению к способности генерирования очагов крупных землетрясений (распределение гипоцентров мелких землетрясений носит хаотический характер. К. Моги, 1968). Слоистость определяется закономерным нарастанием с глубиной термодинамических параметров и связанным с ним скачкообразным изменением физического состояния и геологической среды. Это приводит к образованию (сверху вниз): 1) сейсмически активного слоя, где термодинамические параметры, формирующие соответствующее состояние геологической среды, не исключают разрядки упругих напряжений путем генерирования очагов землетрясений (в пределах данного слоя обособляются блоки аномальной сейсмической активности [1]); 2) несейсмического слоя, где термодинамические параметры таковы, что накапливающиеся напряжения реализуются путем псевдо- и истинно-пластических деформаций (СПС); 3) сейсмически активного слоя хрупких деформаций геосреды в отсутствие воды; 4) несейсмического слоя (астено-сферы).

Блочность определяется наличием сквозных вертикальных сейсмически активных зон, связанных с областями аномальных значений горизонтальных градиентов тектонических напряжений, в пределах которых перепады нагрузок настолько велики, что псевдопластические и истинно-пластические зоны несейсмичных слоев становятся хрупкими (сейсмогенерирующими).

Рассматривая сейсμοгеодинамическую модель литосферы, нельзя забывать о скоростях деформаций. При незначительных скоростях основная часть очагов сильных землетрясений будет кон-

Таблица 2

Температурные барьеры рудоотложения

Руда или металл	T осаднения из флюида, °C	Источник информации
Золото Вольфрамит Молибденит Кассетерит Минералы висмута Основной процесс рудообразования	220—275 280—350 220—380 290—350 220—280 220—380	А. В. Нарсеев, 1987
Серебро и золото	200—427	Н. С. Жатнуев, 1987
Эпитермальное золото (Невада)	150—300	О. Дж. Р. Нил, М. Л. Зильберман, 1977
Эпитермальное золото и серебро Полиметаллы (Мексика) Сульфидные руды (Перу) Вольфрам-полиметаллическая руда: ранняя стадия главная стадия Медные, медно-порфировые, молибденовые руды Полиметаллические руды	200—300 300—400 280—370 400—500 175—290 >300 250—400	Д. Уайт, 1977
Медно-молибденовые руды: предрудная стадия главная рудная стадия	400—600 300	С. М. Шеппард, Х. Р. Тейлор, 1977
Сфалерит—галенит Пирит—халькопирит	<360 <400	Б. В. Робинсон, 1977
Рудообразование в целом	600 и менее	[7]
Температуры в СПС (для сравнения)	350—600	[1]

центрироваться в пределах относительно хрупких (сейсмически активных) слоев. Значительные скорости перемещения блоков литосферы, коры, литопластин и т. п., как показано выше, могут быть реализованы только вдоль зон СПС. В этом случае гипоцентры приурочены к СПС — вертикальным и горизонтальным — в зависимости от направления движений. Установленные для территории Средней Азии закономерности пространственного распределения очагов [1] позволяют сделать вывод о преобладании на современном

этапе вертикальных движений и подчиненной роли горизонтальных.

Предлагаемая модель позволяет не только выделять зоны высокой опасности, но и приблизиться к решению проблемы прогнозирования времени и места конкретного землетрясения. Так, нами показано [1], что волны крипа, являющиеся «спусковым механизмом» для сильных землетрясений с магнитудой более 5, имеют различные скорости распространения, зависящие от охвата выделенных слоев литосферы. Для верхней части коры (от земной

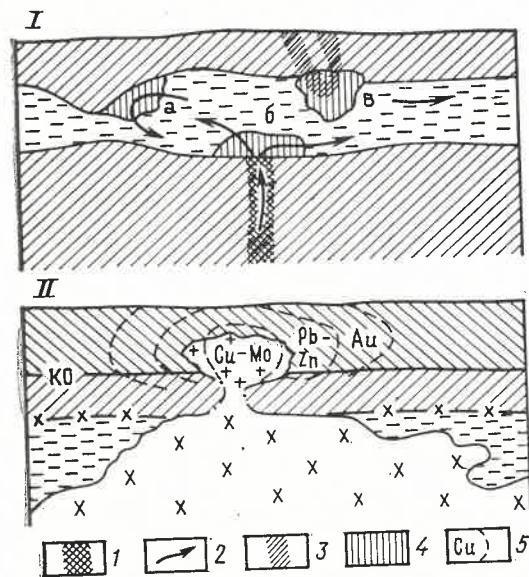


Рис. 4. Схемы рудных процессов с участием СПС:

I — при отсутствии активного магматизма (Кызылкумский тип); II — при его наличии (Алмалыкский тип); 1 — вертикальный канал проникновения флюидов в СПС; 2 — направления перемещения флюидов; 3 — разрывные нарушения; 4 — примеры зон локализации рудных объектов, связанных: а — с экраным эффектом малопроницаемых толщ (слой 1) и изменениями морфологии кровли СПС, б — с падением давления при попадании флюида в СПС, в — с падением температур и давлений в области разрывного нарушения; 5 — металлогеническая зональность вокруг микродиабров [4]; остальные усл. обозн. см. рис. 3

поверхности до СПС) скорость волн крипа составляет 100—160 км за 10 дней, для коры в целом 60 ± 20 км, для литосферы в целом 5—10 км за 10 дней.

СПС и проблемы рудогенеза. В первую очередь выразим согласие с точкой зрения Л. Н. Овчинникова [7] о не только значительной, но и определяющей роли флюидов в рудообразовании, поскольку мобилизация металлов, их концентрация и отложение руды связаны только с ними. Следовательно, СПС может влиять на процессы рудогенеза. Действительно, являясь высокопроницаемой для флюидов зоной, СПС представляет собой область благоприятных условий для формирования рудных объектов. Поднимающиеся с больших глубин потоки перегретых минерализованных флюидов (источниками которых могли служить, например, процессы дегидратации и

плавления океанической коры в зонах субдукции, магматические очаги в литосфере и астеносфере, процессы высвобождения воды в результате метаморфизма и т. д.) образуют локализованные вертикальные каналы. По достижении СПС флюиды сменяют направление перемещения на латеральное. Структурная и термодинамическая обстановки СПС не только способствуют поддержанию в его пределах длительной фильтрации флюидов, но и, что особенно важно, соответствуют условиям максимального содержания во флюидах рудного компонента (табл. 2). При этом активному осаждению металлов и их соединений могут способствовать: существование в пределах СПС локальной зоны резкого понижения температуры или давления (например, активный отток тепла и (или) снижение давления в зоне разлома); эффект экрана вышележащих консолидированных толщ; наличие неоднородности, играющей роль катализатора или адсорбента и т. п. (рис. 4). Различия уровней температурных барьеров, по преодолении которых флюид поэтапно освобождается от растворенных в нем компонентов, создает условия для формирования в рудоносном СПС закономерного расположения металлогенических зон.

Таким образом, физико-механические особенности слоя латеральной проницаемости (СПС) определяют возможность и уровни развития процессов рудогенеза, а геологические особенности (вещественные и структурные) — возможность и пространственное положение участков локализации рудных объектов. Каждый из этих факторов в отдельности является необходимым, но недостаточным для образования рудного объекта. Кроме того, металлогенические особенности контролируются и составом циркулирующих в СПС флюидов.

Рассмотренная модель рудогенеза более приемлема для развития рудного процесса при отсутствии в СПС активного магматизма (например, рудоносные толщи бесапана в Кызылкумах). Наличие последнего обуславливает ряд специфических черт, связанных с тем, что внедрение мощных пластообразных тел (первого класса) в зону СПС повышает температуру в нем.

В результате формирования крупных месторождений в пределах данного участка СПС маловероятно. Однако магматические процессы второго класса создают благоприятные условия для осаждения рудных компонентов в перекрывающих СПС слоях (см. рис. 4). Поскольку микродиабры являются центрами тепловой и динамической активности, вокруг зон их внедрения образуются квазиконцентрические области с закономерной сменой в пространстве термодинамических параметров и, следовательно, металлогенической специализации рудных объектов. Такие эффекты установлены в пределах Амалыкского рудного района [4]. Не следует, однако, полностью исключать возможность образования месторождений, непосредственно генетически связанных с магматизмом первого класса, как, впрочем, и гибридных (промежуточных) типов.

Очевидно, что для вывода рудонесущего СПС на земную поверхность необходимы значительные вертикальные движения, которые чаще не реализовывались в один этап, а были разорваны во времени периодами стабилизации. Последние обеспечивали условия для формирования нового СПС на соответствующем уровне.

Сформулируем выводы.

1. Слои парадоксального состояния — это физико-динамические образования, принимающие активное, а в ряде случаев и определяющее участие во многих процессах эволюции геологической среды.

2. Физическая природа СПС определяет его текущее положение по отношению к стратиграфическим границам, что приводит к включению в его состав разновозрастных пород. Последнее в результате длительного нахождения в условиях идентичных *PT*-параметров и проработки флюидами приобретают близкие физические свойства, макро- и микроструктуры, внешний вид, а в ряде случаев происходит и выравнивание вещественного состава. Данное замечание тем более важно, что сохранность органических остатков в СПС незначительна.

3. Процессы эндогенного рудогенеза

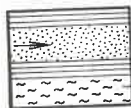
протекают либо в СПС, либо в перекрывающих его толщах и контролируются термодинамическими полями, формирующими соответствующие им состояния геологической среды — благоприятные либо неблагоприятные для рудоотложения.

Автор будет благодарен за информацию об аномальных процессах, явлениях и эффектах в геологической среде и другие данные в рамках предложенной модели, а также за критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов С. О. Глубинные термодинамические условия и динамика земной коры Средней Азии. — Ташкент: Фан, 1988.
2. Ваньян Л. Л. Флюиды в земной коре и астеносфере по электромагнитным данным // Динамика и эволюция литосферы. М., 1986. С. 146—151.
3. Гипотеза пульсационного развития земной коры Чаткало-Кураминского региона / С. О. Борисов, Б. А. Черновский, Р. Р. Надьшин, Е. А. Рындина // Сов. геология. 1988. № 10. С. 37—42.
4. Глубинное строение и прогнозирование глубокослагающего оруденения в Алмалыкском рудном районе / И. М. Голованов, С. О. Борисов, Б. А. Черновский, Р. Р. Надьшин // Узбекский геол. журн. 1987. № 2. С. 3—13.
5. Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Тепловое разуплотнение горных пород и его роль в формировании гидротермальных рудных систем // Условия формирования рудных месторождений. М., 1986. С. 694—700.
6. Николаевский В. Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 133—217.
7. Овчинников Л. Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
8. Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях // Геотектоника. 1988. № 4. С. 8—19.
9. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. — М.: Мир, 1985. Ч. 1—2.
10. Fuchs K., Bonjer K. P., Prodenl C. The continental rift system of the Rhingraben — structure, physical properties and dynamical processes // Tectonophys. 1981. N 73. P. 79—90.
11. Griggs D., Turner F. J., Heard H. C. Deformation of rock at 500 to 800 °C // Ged. Soc. Am. 1960. N 19. P. 39—104.
12. Giardini A. A. Arreview of rock behavior to shear over approximately 100 kbar of confining pressure and a speculative model for seismic disturbances // J. Geophys. Rec., 1974. N 8. P. 1183—1195.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.



Гидрогеологические аспекты экологии городов

Э. М. ШЕКИНСКИЙ, С. А. АЛИ-ЗАДЕ,
А. Б. АЛЕКПЕРОВ (ПО «Азербайджангеология»)

Геологическая среда в целом и каждый ее элемент — тектоника, геоморфология, сейсмичность, литологический состав пород, гидрогеологические и инженерно-геологические условия, а также экзогенные геологические процессы — имеют решающее значение при планировании и строительстве городов.

Как правило, развитие городов сопровождается нарушением природно-экологической обстановки на их территории. Возникает немало проблем, связанных с одной из самых мобильных частей экологии — гидрогеологическими условиями. При характеристике последних вырисовываются два направления задач, требующих решения: определение возможностей использования подземных вод на различные нужды городского хозяйства и промышленности; установление негативных гидрогеологических явлений, отрицательно влияющих на экологию и развитие городского хозяйства.

Природа и последствия обоих направлений взаимосвязаны и их изучение требует системного подхода.

Гидрогеологические условия городских территорий коренным образом отличаются от таковых в естественном состоянии — до строительства городов. Последствия этих изменений проявляются двояко. Если до строительства города территория характеризуется распространением пресных подземных вод, пригодных для различных нужд городского хозяйства, то после — увеличивается их минерализация и загрязнение. Если же до строительства города на территории были распространены минерализованные подземные воды, то после — происходит их опреснение и также загрязнение.

Во всех случаях с появлением города поднимается уровень подземных вод первого от поверхности земли во-

доносного горизонта в первую очередь вследствие больших утечек (практически во всех городах) из водопроводно-канализационных и тепловых сетей, инфильтрации поливных вод в садах и скверах и ограничения использования подземных вод из-за их неудовлетворительного химического и бактериологического состояния. Проблема подъема уровня подземных вод особенно усугубляется для территорий городов с выровненным рельефом и с затрудненным водообменом из-за литологического состава разрезов, представленных тяжелыми глинистыми и суглинистыми фракциями. Подъему уровня способствуют также появившиеся на территории города искусственные барьеры на пути движения потока подземных вод — глубокие фундаменты зданий и сооружений, тоннели метро и городских коммуникаций и др. Отметим, что подземные воды городских территорий используются в основном для полива зеленых насаждений, однако большая часть их инфильтруется.

При водоснабжении города за счет напорных подземных вод собственной территории, в случае если отбор не компенсируется естественным путем, уменьшается напор и возможны оседания земной поверхности. По мере срабатывания напора изменяются гидродинамические условия, и подземные воды первого от поверхности водоносного горизонта, приобретая доминирующую позицию, становятся источником питания эксплуатируемого горизонта и ухудшают качественный состав воды. В мировой практике применяется закачка остаточного количества использованной воды в определенных условиях обратно в эксплуатируемый пласт как во избежание истощения запасов подземных вод и предотвращения оседания поверхности земли, так и для удаления сточных вод [2]. Однако такое пополнение запасов, несмотря на

предварительную очистку и на возможность естественного самоочищения, не может заменить естественное питание и также приводит к изменению качественного состава подземных вод.

Качество подземных вод городских территорий ухудшают утечки из канализационных сетей, инфильтраты отходов на территориях мусорных свалок, промышленные стоки предприятий, утечки из нефтепроводов и др. Например, в старом нефтяном районе г. Баку, где проложено множество нефтегазоперегонных линий и действует нефтеперерабатывающий завод, возведен крупнейший жилой массив. В естественных условиях до освоения территории уровни подземных вод залегали здесь на глубине 25—30 м. Вследствие появления жилого массива они поднялись на 10—15 м и более. При проходке на территории подземной коммуникации на глубине 12 м в зумпфе, где собираются и откачиваются подземные воды, поступающие в тоннель, были обнаружены нефтепродукты. Выяснилось, что из нефтепроводов в течение десятилетий происходили утечки нефтепродуктов. Когда в коллекторских породах не было подземных вод, они были заполнены нефтепродуктами. Впоследствии с появлением вод нефтепродукты вытеснялись из пластов. После проходки в этом районе тоннеля, который явился основной дренажной прилегающей территории, поток подземных вод изменил свое направление и вместе с вытесненными из пластов нефтепродуктами стал поступать в зумпф тоннеля.

На гидрогеологические условия и экологическую обстановку городов существенно влияет наличие искусственных водоемов и озер-накопителей, которые в зависимости от геолого-геоморфологических факторов и рельефа местности могут играть как положительную, так и отрицательную роль. В условиях, когда водоемы являются дренажем и их уровень поддается регулированию, они оздоравливают экологическую обстановку, особенно в аридной зоне. Бывают случаи, когда на окраине города в пониженные части рельефа сбрасываются коммунальные и промышленные стоки, вследствие чего образуются искусственные озера. По мере увеличения их разме-

ров они все более существенно влияют на формирование гидрогеологических условий, являясь мощным источником подтопления территории и загрязнения подземных вод, и на все аспекты экологии города. Если водоем расположен на возвышенных частях города и пласты, слагающие его борта, залегают в направлении общего погружения рельефа города, то со временем создается критическая ситуация и становится неизбежным его осушение и уничтожение (например, искусственно сформировавшееся озеро Ганлы-Гель в черте г. Баку).

С изменением гидрогеологических условий изменяются и инженерно-геологические условия территории. При неправильном прогнозе — недооценке роли и интенсивности подъема уровня подземных вод, изменений их химического состава, в том числе и агрессивности и ряда других факторов, имеющих решающее значение для фундаментов, здания и сооружения выходят из строя значительно раньше их амортизационного срока. Обводнение пород способствует проявлению экзогенных геологических процессов — оползней, просадки и др.

Вопросы градостроительства должны решаться с учетом как существующих, так и прогнозных гидрогеологических условий. При этом следует иметь в виду, что степень воздействия тех или иных техногенных факторов наряду с их интенсивностью и продолжительностью действия определяется характером среды, на которую они влияют, т. е. геолого-геоморфологическим строением, литологическим составом поверхностных пород, их мощностью, условиями залегания и др. Важным элементом с позиции градостроительства, и гидрогеологии является расположение самих сооружений. Необходимо по возможности отказать от размещения зданий и сооружений вкострест направления движения подземных вод. По-видимому, в городах, где ожидаются большие подъемы уровня подземных вод и затопление территорий, целесообразно проектировать здания и сооружения без подвалов, с фундаментами типа свай.

При планировании городов следует предусмотреть скрытые дренажные сооружения и ливнестоки. Особое значе-

ние это приобретает при строительстве городов, ландшафт которых холмистый или представлен несколькими уровнями с общим направлением потока подземных вод в сторону региональной дрены. Заслуживает внимания использование свободного пространства канализационной траншеи с гравийно-галечниковой обсыпкой и глинистой утрамбовкой дна и нижних частей боковых стенок для дренажа подземных вод там, где их уровни лежат либо выше, либо на одной отметке с уровнем канализационной трубы. Тогда она будет служить и для направленного сброса канализационных утечек. Такой собиратель воды выигрышен и тем, что имеет выход разгрузки в районе очистных сооружений канализационных вод.

На территории городов с затрудненным водообменом и прогнозируемым подтоплением необходим особый подход к их озеленению. В каждом конкретном случае должна быть изучена целесообразность повсеместного озеленения улиц, возможность замены его созданием отдельных садов и скверов. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии городов, являясь предметом специального исследования, не могут рассматриваться в изоляции от всего комплекса соответствующих факторов. Они должны решаться системно, применительно к природным и экономическим условиям. Определяющими направлениями при таких исследованиях должны быть литологический

состав пород, естественная водообильность территории, уровни и химический состав подземных вод, характер промышленности и подземных коммуникаций.

В связи с ухудшением геолого-экологических условий во всех крупных промышленных городах возникает острая необходимость моделирования этих процессов. Весьма эффективна постоянно действующая геодинамическая модель, интегрирующая все изменения геолого-экологических условий, которые в основном связаны с антропогенным воздействием на окружающую среду города [1, 3]. Банк данных геомодели должен систематически пополняться информацией изменения геологической и экологической обстановки, что даст возможность регулировать и прогнозировать процессы в среде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дзекцер Е. С. Техногенные гидрогеологические системы в организации подземной гидросферы застроенной территории/Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конф. М., 1985. Т. 2. С. 375—381.
2. Леггет Р. Города и геология.— М.: Мир, 1976.
3. Трофимов В. Т. О ряде вопросов комплексной оценки и прогноза изменений геологической среды под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека//Комплексная оценка и прогноз техногенных изменений геологической среды. М., 1985. С. 7—10.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.



ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 531.1

Активный слой Земли

Ю. И. БАКУЛИН (ДВИМС)

По данным Р. Аффена и А. Джессопа [4], темпы прироста температур недр с глубиной и температур плавления гранитов и базальтов при возрастании давления не совпадают (рис. 1). На глубинах 40—200 км, а точнее, при давлениях, соответствующих этим глу-

бинам, температура недр превышает температуру плавления гранита, а на глубинах 70—400 км — плавления базальта. Это значит, что в указанных интервалах глубин (или при соответствующих давлениях) вещество гранитного и базальтового составов долж-

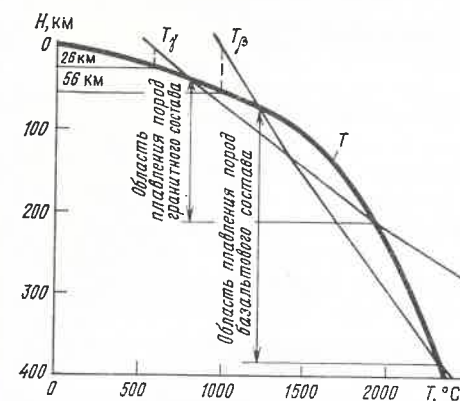


Рис. 1. Графики изменения температуры в недрах T , температуры плавления гранитов T_g и базальтов T_b в зависимости от глубин H :

сопоставление графиков позволяет определить глубины принципиальной возможности плавления гранитной (26 км) и базальтовой (56 км) магмы при релаксации напряжений и интервалы глубин, в пределах которых присутствуют выплавки гранитной и базальтовой магмы, т. е. активного слоя

но находиться в расплавленном состоянии. Между тем с глубин 26 и 56 км гранитное и базальтовое вещество может выплавляться при снижении давления и адиабатическом уменьшении температуры плавления, например, на регрессивном этапе развития зон прогрессивного динамотермального метаморфизма.

Следовательно, в недрах Земли существует непрерывный слой, содержащий частично расплавленное вещество, представленное магмой гранитного — базальтового составов в зависимости от глубины области плавления, определяющей как температуру плавления вещества, так и состав исходного материала. Данный слой предлагается именовать активным слоем планеты в отличие от астеносферы, являющейся геофизическим слоем, выделяемым по изменению скорости распространения сейсмических волн. Активный слой — это, прежде всего, область плавления вещества, имеющая непостоянные, меняющиеся границы вследствие неустойчивого равновесия между термодинамическими параметрами и состояниями в результате приливно-отливного воздействия, ротационных сил и диссипации их энергии в тепловую энергию. Это область постоянного течения геологических процес-

сов, поддерживающих равновесное состояние параметров плавления и кристаллизации, дифференциации расплавов и релаксации, перераспределения подвижных компонентов. Слой характеризуется аномальными значениями многих свойств:

вязкость снижается на 5—7 порядков и достигает 10^{17} Па·с под океаническими плитами [2, 4];

скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн снижаются на 2—6 % [2];

температура в слое возрастает на 300—400 °C [1];

в связи с увеличением сжимаемости вещества слоя возникают повышенные пластические давления [1].

Строение слоя и значения параметров неодинаковы в разных его частях. В зонах гравитационных максимумов, в областях геодинамического сжатия степень плавления вещества максимальна, а сам слой контрастно выражен (маломощен и менее вязкий). В зонах минимумов — наоборот, мощность слоя больше, но он выражен менее контрастно за счет «капельного» или пленочного распределения расплавленного вещества. В связи с неоднородным строением активного слоя осуществляются перемещения подвижных компонентов не только по вертикали, но и вдоль активного слоя из областей сжатия в области разуплотнения и наоборот.

Длительное существование слоя с капельно-пленочным распределением расплавов должно неизбежно привести к накоплению линзовидных обособлений расплавов вдоль горизонтальных неоднородностей (например, вдоль поверхности М). При накоплении достаточного количества базальтового расплава может развиваться трапповый вулканизм и рифтогенез. Либо скорость накопления магмы невелика, либо необходимо накопить достаточно большое ее количество для проплавления и разрыва низов земной коры, но до начала траппового вулканизма и рифтогенеза после консолидации земной коры должно пройти несколько сотен миллионов лет.

По ориентировочным расчетам, количество расплавленного материала колеблется от 60 до 5—10 %, увеличиваясь от континентальных областей к

океаническим, в том же направлении возрастают пластовые давления. Повышенные пластовые давления могут достигать значений, достаточных для перемещения блоков литосферы по вертикали и горизонтали и разрыва их сплошности.

Представления об активном слое и закономерностях изменения его основных параметров позволяют дать новую интерпретацию механизму движения литосферных блоков и веществным преобразованиям в недрах Земли.

Для движения литосферных плит там, где оно доказано, совсем не обязательно прибегать к непонятным конвективным потокам, восходящим и нисходящим. Этим движением управляют гравитационная сила, имеющая горизонтальную составляющую ввиду неровностей подошвы земной коры, и высокие пластовые давления в активном слое, точнее даже не повышенные пластовые давления, а вызванные ими перемещения вещества активного слоя.

Кроме того, только в активном слое происходят грандиозные вещественные преобразования, генерируются основная масса магмы, подвижные компоненты, широкое воздействие которых позволило сформулировать положение о трансмагматических флюидах, здесь же приобретает подвижность ювенильное рудное вещество. Чтобы акцентировать внимание на активном слое как основной области вещественных преобразований, дадим характеристику концентрическим зонам Земли по интенсивности вещественных преобразований.

1. Зона высоких скоростей **локальных** вещественных преобразований (воздействие атмосферы, гидросферы, ювенильных гидротерм и магм) — земная кора.

2. Область магматической дифференциации верхней мантии, пластического течения вещества и высоких скоростей **глобальных** вещественных преобразований — активный слой с кристаллическим фронтом.

3. Область медленного пластического течения вещества и низких скоростей вещественных преобразований — мантия.

4. Область стабильного состояния вещества — ядро.

Активный слой не занимал нынешнего положения в течение всей истории Земли. Он зародился в ядре и по мере уплотнения вещества планеты в ходе ее превращения из газово-пылевого скопления в космическое тело перемещался к поверхности. В начале геологической истории Земли, т. е. около 4,6 млрд лет назад, он приблизился к современному положению. Во фронтальной части активного слоя накапливался рстит (тугоплавкие остатки выплавок) и формировалась зона спекания реголитоподобного вещества, слагавшая поверхность планеты и давшая начало «базальтовому» слою. Достижение магматическими процессами поверхности придало направленность дифференциации легкоплавкого и тугоплавкого вещества и начался рост континентов. Причем первичные океаны были также безводны, как и лунные, и также состояли из реголита, который теперь метаморфизован и законсервирован отложениями платформенного чехла. Таким образом, платформы — это также блоки океанической коры, у которых вместо морской воды первый слой состоит из осадочных пород в соотношении, обратном отношению плотностей морской воды и осадков.

В объясняемой трактовке поверхность М представляет собой кристаллический фронт активного слоя; она отделяет от земной коры источенную в ходе дифференциации активного слоя мантию, представленную тугоплавким остатком.

Выводы об активном слое объясняют особую роль окраин континентов для магматизма и рудообразования. Являясь гравитационно неустойчивыми областями, они характеризуются активным течением процессов глубинной дифференциации вещества. В окраинную область устремляются потоки вещества, вытесняемого из океанических и континентальных частей. Для рудообразования и континентальные, и океанические блоки менее благоприятны. Кроме того, эти блоки геохимически специализированы: в континентальных рудоносных системах развиты элементы литофильного геохимического профиля, а в океанических — слабоконт-

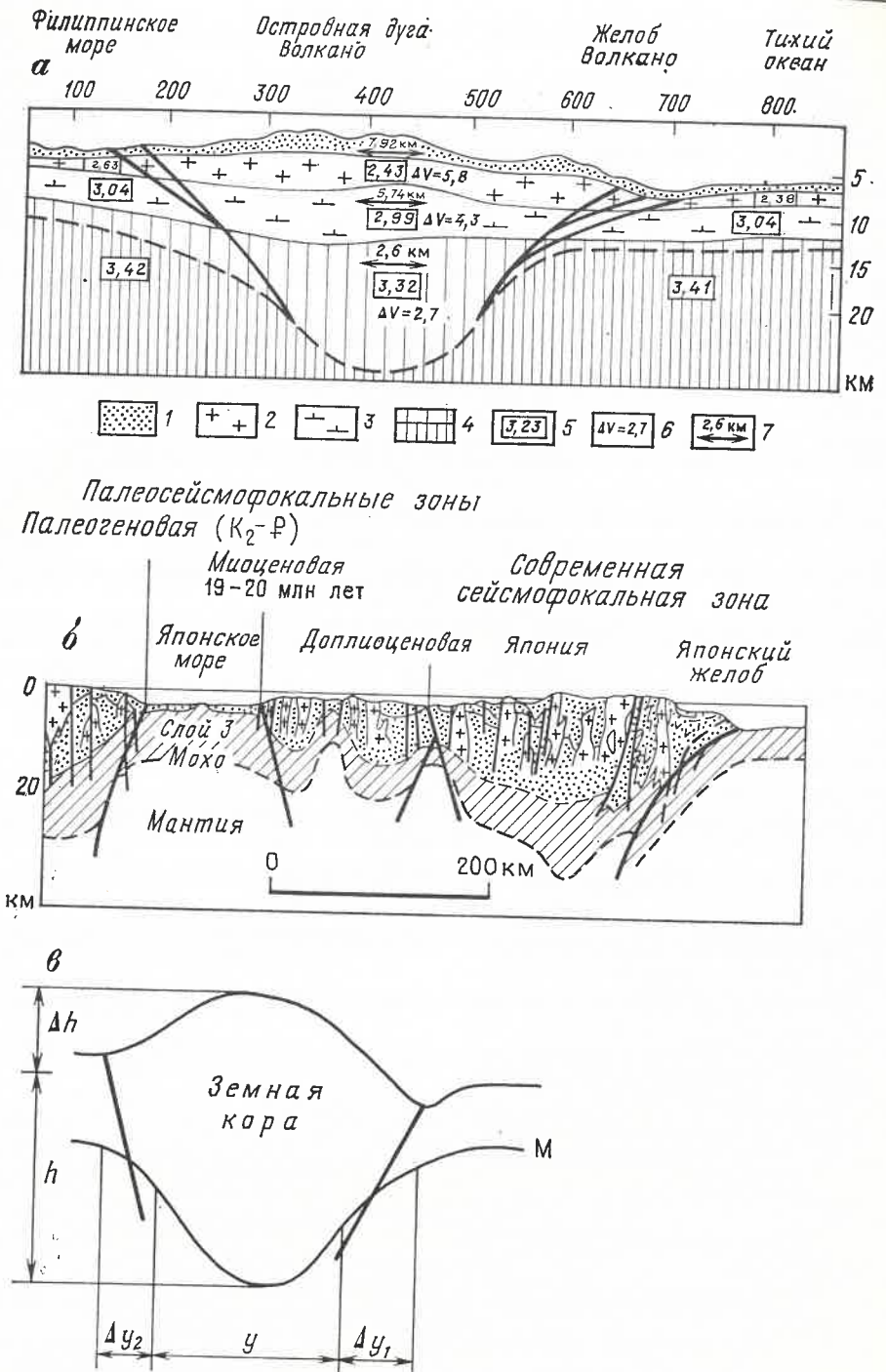


Рис. 2. Взаимоотношение континентальных и океанических блоков на востоке Азии:

а — разрез по данным В. Ю. Косыгина и В. Н. Сеначина [3]; слои земной коры: 1 — осадочный и слабометаморфизованный, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый», 4 — мантия (разреженная штриховка — разуплотненная); 5 — средняя плотность пород слоев по блокам; 6 — процент разуплотнения вещества блока; 7 — горизонтальное смещение континен-

тального блока за счет разуплотнения (суммарное надвигание островной дуги на океанические блоки 16,26 км); б — разрез по данным С. Уэда [5]; в — расчетная схема: $v_p = \text{const}$; $\Delta V = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_1$, %; $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta h$; $\Delta x \sim \Delta y \sim \Delta h = \sqrt[3]{\Delta V}$; $\Delta y_1 = (\sqrt[3]{\Delta V / 2}) y$; Δy_1 — горизонтальная амплитуда надвига континентального блока на океанический; V — объем; ρ — плотность; x, y, h — координаты

растные системы халькофилов и сидерофилов начальных этапов дифференциации.

Приведенные данные о свойствах активного слоя, в частности, высокие пластовые давления в зоне перехода континент — океан, а также разуплотнение континентальной коры характеризуют «зоны субдукции» как надвиги континентальной коры на океаническую. В рассматриваемом нами аспекте важно то обстоятельство, что «зоны субдукции» являются характерными структурами, сопряженными с формируемыми блоками континентальной коры. Иными словами, в зоне перехода от континента к океану образуются разрывы сплошности литосферы между разбухающими (разуплотняющимися) островными дугами и континентами — с одной стороны, и стабильными океаническими плитами — с другой (рис. 2). Новая глобальная тектоника отвлекла внимание исследователей от

процессов образования континентальной коры, формирующих лик Земли. Минерагенная также связана с формированием коры или ее глобальными преобразованиями, высвобождающими и мобилизующими рассеянные рудные элементы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю. И. Астеносфера — часть активного слоя Земли//Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Благовещенск, 1988. Ч. 2. С. 4—5.
2. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1983.
3. Косыгин В. Ю., Сеначин В. Н. Плотностная модель тектоносферы Идзу-Марианской системы окраинное море — дуга — желоб — океан//Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 12—22.
4. Монин А. С. История Земли. — Л.: Наука, 1977.
5. Уэда С. Новый взгляд на Землю. — М.: Мир, 1980.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.

© В. Н. Островский, 1990

УДК 556.3.01

Зональность подземной флюидосферы

В. Н. ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Выявление зональности подземной гидросферы (ПГС) — одна из фундаментальных проблем гидрогеологии. При исследовании формирования флюидов глубоких горизонтов литосферы и мантии, недоступных для непосредственного наблюдения, широко используются данные геофизики, геохимии, петрографии, тектоники и других наук. Схемы вертикальной гидрогеологической зональности разработаны главным образом для верхней части литосферы континентов [3, 4, 12]. Существуют также модели зонального строения всей ПГС [1, 4]. Хотя они основаны на разных исходных предпосылках, большинство из них постулирует следующие положения: 1) нижней границей ПГС является раздел Мохоровичича; 2) в нижней гидрогеологической зоне преобладает вертикальный водообмен; 3) источник образования ПГС — верхняя мантия и астеносфера, причем Е. С. Гавриленко (1975) и Е. В. Пиннекер (1980) подчеркивают особую

роль астеносферы в глубинных гидрогеологических процессах; 4) процесс водообмена между мантией и литосферой происходит и в современную эпоху, но интенсивность его мала — в среднем не более 1 км³/год.

Некоторые схемы строения подземной гидросферы не учитывают сложности и разнообразия механизмов флюидообмена в недрах Земли. Например, Ф. А. Макаренко с соавторами [13], предложившие схему гидрофизической зональности подземной гидросферы, в которой выделено пять зон с различными давлением и температурой, формами существования воды и ее диссоциатов, не принимают во внимание процессы метаморфизма пород.

Ю. А. Ежов и Г. П. Лысенин [3] выделяют три вертикальные гидрогеодинамические зоны: гидростатических и литостатических давлений и переходную. Образование переходной зоны они связывают исключительно с меха-

низмами компрессии пород в определенных барических условиях, без учета таких мощных факторов, как литология пород и их преобразования при литогенезе.

Исходные предпосылки, на которых базируются некоторые представления о вертикальной гидрогеологической зональности, на наш взгляд, недостаточно обоснованы. Так, по-видимому, спорно предположение о разделе М как о нижней границе ПГС, поскольку, во-первых, неясна его геологическая природа. Одни исследователи считают, что это фазовый раздел, связанный с появлением в основании коры эклогитов, другие — граница, где происходят химические преобразования [10]. Более того, П. Уилли допускает существование в земной коре и фазовой, и химической границ, причем раздел М может совпадать с обеими. В последнее время А. Грином и другими исследователями установлена связь раздела М с серией надвигов (Канадский щит, Гренландия и др.).

Во-вторых, раздел М в общем случае не может рассматриваться как нижняя граница литосферы. По данным П. Гизе (1984), в Средиземноморской зоне в результате надвигов мощность земной коры резко увеличивается, и часть ее залегает ниже границы М. К аналогичным выводам приходят и другие авторы.

В-третьих, на наш взгляд, пока не доказана связь раздела М с изменением содержания воды и ее диссоциатов в породах. Согласно модели строения литосферы и мантии А. Е. Рингвуда, вода содержится в верхней мантии не только в виде флюидов, но и в составе слагающих ее минералов, в частности оливиновых вебстеритов.

Все еще распространена точка зрения, состоящая в том, что мантия и особенно астеносфера являются потенциально мощным генератором ресурсов глубинных вод. При этом ссылаются на цифры, полученные А. П. Виноградовым (1959) и Ф. А. Макаренко (1961), согласно которым в мантии содержатся десятки доли процента воды, что дает ее общую массу от $2 \cdot 10^{25}$ до $3 \cdot 10^{25}$ г. Однако в последнее время на основании анализа изотопных соотношений дейтерия и протия в углистых хондритах и кимберлитах

[6] количество воды в мантии определено всего в $2 \cdot 10^{23}$ г, т. е. на два порядка меньше. Близкие содержания воды в мантии даются также Н. Д. Рябченковым [9].

Спорным становится вопрос о преобладании воды в составе глубинных флюидов. На основании результатов анализов пузырьковых включений в глубинных породах, минералогических и петрофизических соображений ряд исследователей отмечают, что в составе глубинных флюидов должна преобладать углекислота, а не вода [4, 7 и др.]. Существование воды они связывают с гранитной оболочкой, причем состав глубинных флюидов, согласно А. А. Кадику, регулируется содержанием графита. С. Арноссоном с соавторами реконструирован состав глубинного флюида для гидротермальных систем Исландии [15]. При минерализации около 1,4 г/л состав флюида содовый с $pH=7,48$.

Л. В. Боровским для построения модели циркуляции воды в литосфере использована предложенная В. И. Ферронским (1974) новая гипотеза «поверхностного» происхождения гидросферы путем выделения воды из метеоритного облака на стадии аккреции допланетного вещества в планетное тело. Л. В. Боровский считает, что, по крайней мере, на континентах мощность ПГС определяется глубиной проявлений процессов амфиболитизации. В зоне образования амфиболитовой фации метаморфизма происходит дегидратация пород, возникают трещины гидравлического разрыва, а водный флюид мигрирует вверх. Близкая модель круговорота воды, названная ее геохимическим циклом, предложена С. Л. Шварцевым [14]. Г. Б. Наумов (1984), исходя из геохимических и термодинамических представлений, также пришел к мысли о приуроченности водных флюидов только к «гранитному» слою.

Следовательно, дискуссионны представления не только о нижней границе ПГС, но и о составе глубинных флюидов Земли. В этой ситуации правильнее говорить не о подземной гидросфере, а о подземной флюидосфере, т. е. необходимо ввести новое, более широкое понятие. Под подземной флюидосферой (ПФС) будем понимать

Схема флюидной зональности континентов

Надзона	Зона, подзоны	Факторы, определяющие движение флюидов	Основные гидрогеохимические процессы
Литосферных водных флюидов	Свободного водообмена	Гидростатическое давление	Привнос, вынос вещества (растворение, выщелачивание), реже испарительное концентрирование
	Замедленного водообмена	Гидростатическое, геостатическое давление	Привнос, вынос вещества, сложные гидрогеохимические взаимодействия на стадиях раннего и среднего диагенеза
	Весьма замедленного водообмена: элизионных вод	Геостатическое давление	Гидрогеохимические взаимодействия в процессах позднего диагенеза, катагенеза, в частности дегидратация монтмориллонита
	химически связанных вод метаморфогенных и магматических вод	Геостатическое давление, процессы в системе вода—порода на стадии метагенеза, раннего метаморфизма Геостатическое давление, температура, процессы регионального динамо-термометаморфизма Дегазация базальтов, преобразования летучих компонентов при подъеме мантийного вещества при температуре 200—700 °С Сложные процессы в мантии, происходящие при $P=n \cdot 10^{10}$ Па, $T > 700$ °С	Переход воды в кристаллическую решетку минералов, концентрирование гравитационных вод Дегидратация фации зеленых сланцев с замещением их амфиболитовой и гранулитовой фациями, разбавление вод
Литосферно-верхнемантийных (?) углекислых, водно-углекислых флюидов Мантийных диссоциированных сложных флюидов с повышенными концентрациями водородов			

часть земных недр, содержащую флюиды — смесь воды, углекислоты, газов, органических веществ, их диссоциатов, обладающих свойствами жидкости, а также жидкости и газа в области надкритических давлений и температур.

В верхней части земной коры ПФС совпадает с ПГС, а ниже, возможно, представляет собой углекислотную сферу [4]. Нижняя граница ПФС в первом приближении будет совпадать с глубиной проникновения трещиноватых зон. В качестве последней можно принять глубину залегания эпицентров длиннофокусных землетрясений в зонах субдукции, т. е. 600—700 км [2]. Вне зон субдукции мощность флюидосферы значительно меньше (десятки километров).

На основании результатов гидрогеологических исследований последних лет [3, 4, 7, 8], данных геохимии, глубинной геологии и др. предложена схема вертикальной зональности ПФС (таблица). Поскольку схема выходит за пределы чистой гидрогеодинамики, мы будем говорить о гидрогеологической зональности.

Зона свободного (интенсивного) водообмена выделяется в соответствии с традиционными представлениями (Б. И. Куделина и др.). К ней следует отнести часть ПФС (ПГС), где в подземном стоке преобладают воды инфильтрационного генезиса, скорость возобновления ресурсов в среднем десятки — сотни тысяч лет, движение подземных вод происходит преимуще-

ственно под действием гидростатического напора, образующегося в областях питания подземных вод.

В зоне замедленного водообмена интенсивность дренажа формами рельефа резко уменьшается, в режиме подземных вод проявляются только вековые климатические циклы, а ресурсы подземных вод возобновляются за десятки — сотни тысяч лет. Наряду с гидростатическим напором движение вод в определенной степени обусловливается геостатическим давлением. Критерий для определения нижней границы зоны — влияние на динамику подземных вод процессов, происходящих на земной поверхности.

Для первых двух зон характерна нормальная гидрогеохимическая зональность, т. е. увеличение минерализации подземных вод с глубиной. В аридных условиях пресные воды могут залегать под минерализованными, но это существенно не нарушает общую закономерность.

К зоне весьма замедленного водообмена мы относим часть ПФС (ПГС) с преобладанием водных флюидов, существование которых в значительной степени является результатом процессов литогенеза и метаморфизма пород, а также магматизма. Подземные воды движутся под действием геостатического давления, высоких температур, тектонических деформаций внутренних напряжений в породах, возникающих в процессах их литогенеза, а также периодических пульсаций ПФС под влиянием гидрогеодеформационного поля (Г. С. Вартанян, Г. В. Куликов, 1984). Это зона глубокого геологического изменения системы вода — порода, вызванного минералогическими и другими преобразованиями в стадии позднего диагенеза, катагенеза, метагенеза, метаморфизма. Критерий выделения зоны — практическое отсутствие влияния на динамику подземных вод поверхностных областей питания и разгрузки. Поскольку механизмы этой эволюции различны, предлагается разделить зону весьма замедленного водообмена на следующие подзоны: элизионных, химически связанных и метаморфогенных вод.

Элизионная подзона — часть ПФС, где формирование подземных вод определяется преимущественно процес-

сами выжимания седиментационных вод под влиянием геостатических нагрузок, в меньшей мере преобразования пород на стадиях диагенеза и раннего катагенеза. Она приурочена к осадочным бассейнам, главным образом молодым. В верхней части подзоны происходит отжимание седиментационных вод, в результате чего пористость пород существенно уменьшается. При наличии путей оттока эти воды могут мигрировать вертикально или латерально, а при их отсутствии образуются участки сверхгидростатических давлений, объяснению феномена которых посвящена обширная литература. По мнению Ю. А. Ежова и Г. П. Лысенина, в области перехода от гидростатических давлений к литостатическим возникает своеобразная буферная подзона, являющаяся водоупором, движение воды через который возможно лишь в пульсационном режиме, определяемом процессами разрядки упругой энергии, накапливающейся в нижезалегающих толщах [3]. На наш взгляд, повсеместное развитие буферной подзоны гипотетично, а если она и существует, то механизм ее формирования сложнее, чем представляется Ю. А. Ежовым и Г. П. Лысениным. Тем не менее несомненно, что на определенной глубине в осадочных бассейнах пористость пород становится минимальной.

Ниже зоны пород с минимальной пористостью процессы взаимодействия в системе вода — порода в значительной степени зависят от их состава. Согласно М. Ц. Пауэрсу (1967), в случае, когда в породах содержится много монтмориллонита, происходит его гидрослюдизация с выделением больших объемов воды, в результате чего пористость и водонасыщенность пород существенно возрастают. О масштабах процесса дегидратации монтмориллонита можно судить по данным по Восточно-Предкавказскому бассейну [11], где общий объем выделенных при дегидратации вод составляет 10^{12} м³. Ниже зоны дегидратации монтмориллонита пористость пород уменьшается. В случае преобладания в составе глинистых пород типа иллита и каолинита дегидратация отсутствует и уменьшается пористость пород с глубиной.

Дегидратация монтмориллонита, несомненно, влияет на формирование гидрогеохимических инверсий, которые прослеживаются в целом ряде осадочных бассейнов на глубинах от 1 до 4—5 км [3]. Иногда на больших глубинах минерализация подземных вод уменьшается в несколько раз, а в ионном составе резко возрастает роль гидрокарбонатов и натрия, в результате чего воды становятся содовыми. Большинство исследователей образование инверсионной гидрогеохимической зональности связывают с подтоком глубинных флюидов снизу, что, безусловно, нельзя отрицать. Однако нельзя отрицать и роль процессов дегидратации монтмориллонита, которые имеют планетарное развитие (К. Магара, А. А. Карцев, В. Н. Холодов и др.). Источником углекислоты в подземных водах может быть органическое вещество, которое претерпевает значительные преобразования на стадии раннего катагенеза.

Подзона химически связанных вод представляет собой дальнейшее звено эволюции системы вода — порода. При повышении давлений и температур на стадии метанеза и раннего метаморфизма в осадочных бассейнах образуется фация зеленых сланцев (хлоритовых и т. д.), на формирование которой расходуется большая часть свободной воды. Вследствие указанных процессов происходит дальнейшее понижение пористости и проницаемости пород вплоть до нуля. Подзону химически связанных вод можно рассматривать в качестве глобального (зонального) водоупора, что подтверждается результатами исследований Кольской сверхглубокой скважины, где на интервале глубин 800—4600 м в зеленосланцевой протерозойской формации практически отсутствовали проявления водоносности пород [1]. Циркуляция воды возможна лишь по отдельным трещинам и разломам. Подзона может быть выделена на основании анализа распределения фаций метаморфизма, определенных плотности пород и их пористости, данных о давлениях и температурах.

Подзона метаморфогенных вод — часть ПФС, где вода, содержащаяся в кристаллических решетках минералов, разлагается и выделяется в сво-

бодном виде. Процесс происходит в интервале температур 200—700 °С, возможно, и более. Возникновение подзоны объясняется процессами метаморфизма — переходом зеленосланцевой метаморфической фации в амфиболитовую и затем в гранулитовую. Метаморфизация пород сопровождается уменьшением объема новообразованных минералов, но объем возрожденных вод и скелета породы больше, чем первоначальный ее объем. Это приводит к повышению внутривидового давления и образованию трещин гидравлического разрыва, что сопровождается увеличением трещиноватости пород. Подобные преобразования пород были обнаружены в разрезе Кольской скважины, на основании чего Л. В. Боровским с соавтором была выделена зона гидрогенного разуплотнения пород [1]. Можно предположить, что в нижней части подзоны при переходе амфиболитовой фации в гранулитовую процессы дегидратации пород ослабевают, пустотность пород уменьшается. При T 450—700 °С и P $3 \cdot 10^8$ — $50 \cdot 10^9$ Па возможен разрыв водородных связей в молекулах воды и повышение ее плотности до 1,3 [13].

Выделение значительных количеств метаморфогенных вод приводит к опреснению вод и гидрогеохимической инверсии, которая усиливается подтоком глубинных вод снизу.

Нижняя граница подзоны гипотетична. По данным [4, 7] она проходит по подошве слоя гранитообразования примерно на 20—25 км, что коррелируется с нижней границей распространения гравитационных вод — 15—20 км (И. К. Зайцев, 1986 и др.).

По соображениям подавляющего большинства исследователей, циркуляция воды в зоне весьма замедленного водообмена происходит преимущественно путем вертикального водообмена, локализующегося в крупных тектонических нарушениях. Однако, во-первых, расстояния между крупными водовыводящими нарушениями составляют десятки — сотни километров. Не ясно, как в этих случаях при низкой пустотности пород эти нарушения могут быть дренами с большим радиусом действия.

Во-вторых, подобная картина в значительной мере противоречит сейсми-

ческим моделям строения земной коры. По данным [11] и др., в земной коре преобладают горизонтальные сейсмические границы (рисунок). Часть их идентифицируется с минералогическими (например, граница Конрада до недавнего времени рассматривалась как раздел «гранитного» и «базальтового» слоев) и фазовыми переходами, с зонами уплотнения или разуплотнения пород, однако несомненно, что во многих случаях сейсмические границы являются зонами повышенной проницаемости пород и, следовательно, путями движения подземных вод. Другие границы имеют тектоническую природу. На примере Украинского кристаллического щита В. И. Шаровым (1984) установлено уменьшение углов падения плоскостей тектонических нарушений с глубиной их залегания. На глубине около 20 км на верхней границе области однородного псевдопластического течения пород разломы полностью выполаживаются, растворяясь в среде катаклазированных пород. Аналогичные разломы выявлены Е. И. Паталахой (1986) в Малом Каратау. Такие разломы, крутые у поверхности и выполаживающиеся с глубиной, еще в 1909 г. названы Э. Зюссом листрическими. Они, несомненно, могут быть путями фильтрации подземных вод.

Таким образом, по нашему мнению, движение гравитационной воды в зоне весьма замедленного водообмена осуществляется не только по системе вертикальных глубинных тектонических нарушений, но и в горизонтальном направлении по листрическим разломам и ослабленным зонам. Разумеется, не отрицается роль вертикальных и крутонаклонных крупных тектонических нарушений как путей миграции глубинных флюидов, существование которой подтверждается, в частности, повышенными концентрациями гелия над зонами региональных разломов (см. рисунок).

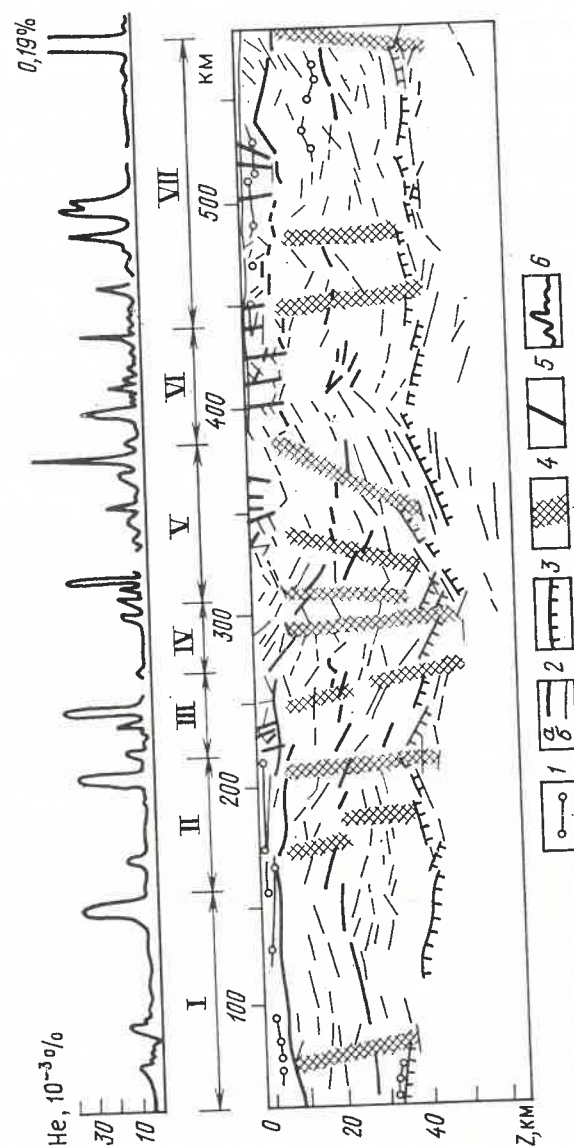
Удивляет тот факт, что при разработке схем строения ПГС гидрогеологи почти не обращаются к данным сейсмического зондирования глубоких недр, дающим объективную информацию о их строении. В лучшем случае интерпретируются гидрогеологические разломы Конрада и Мохоровичича, а

отдельные многочисленные горизонтальные границы остаются без внимания.

В надзоне водных флюидов с глубиной закономерно изменяется проницаемость пород. В зоне свободного водообмена фильтрационные свойства пород определяются их литолого-петрографическим составом и степенью литификации. Ярко выражена геологическая индивидуальность коллекторов, глины являются водоупорными и слабопроницаемыми породами. Это дает возможность выделять многочисленные гидрогеологические подразделения (водоносные горизонты, комплексы и т. п.), отличающиеся фильтрационными и другими свойствами.

По мере погружения в недра Земли и увеличения температуры и давления разнообразная гамма пород начинает трансформироваться в ограниченное количество метаморфических фаций с низкой, иногда нулевой водопроницаемостью, состав пород перестает быть критерием их фильтрационных свойств. Например, глины, превращаясь в зеленые сланцы и амфиболиты, из водоупорных пород могут переходить в весьма слабодоносные (коэффициенты фильтрации 0,01—1 м/сут). Литологическая дифференциация коллекторов, обуславливающая их большую пространственную пестроту, сменяется зональной дифференциацией: стратифицируются более или менее мощные горизонтальные зоны с относительно однородной проницаемостью, определяемой типами метаморфических фаций, петрологической дифференциацией пород, тектоникой. Следовательно, гидрогеологическую стратификацию глубоких частей ПГС следует осуществлять по зональному принципу с использованием в качестве основного критерия типов метаморфических фаций, зависящих от температуры и давления.

Надзона литосферно-верхнемантийных углекислых, водно-углекислых флюидов твердо не установлена, гипотетична. Наиболее серьезный аргумент в пользу углекислотной флюидной сферы — состав пузырьковых включений в породах глубинного генезиса, которые в подавляющем большинстве случаев представлены углекислотой.



Сейсмический разрез по Свердловскому профилю [11]:

I — Волго-Уральская антеклиз, II — Предуральский прогиб; III — Западно-Уральская складчатость, IV — Тагильно-Магнитогорский прогиб, V — Восточно-Уральское поднятие, VI — Восточно-Уральский прогиб, VII — Зауральское поднятие.

Выделение воды является заключительным этапом эволюции летучих компонентов магмы [4]. Хотя в составе магматических пород океанических структур общее содержание H_2O больше, чем CO_2 , вода, обладая высокой растворимостью в магматическом расплаве, остается в нем при широком диапазоне давлений и температур. Лишь при давлении, меньшем, чем 100 МПа, т. е. на глубинах 15–20 км, вода начинает интенсивно удаляться из магм. На больших глубинах флюидную фазу образуют CO_2 , в меньшей мере CO и H_2 .

Система $C-O-H$ регулируется содержанием графита. При подъеме магм в области существования графита за счет разложения H_2O образуются флюиды, состоящие из CO_2 , CO , H_2 , CH_4 . Сохранение графита вплоть до области низких давлений может привести к появлению на поверхности безводных расплавов.

Г. Б. Наумов и В. Б. Наумов связывают образование подземной гидросферы с процессами гранитообразования, выражая это в довольно категоричной форме: «Кончается вода, кончается гранитообразование» [7, с. 132]. Ниже слоя гранитообразования, по их мнению, располагается сфера углекислотных флюидов, а подошва углекислотной сферы находится на глубинах 22–25 км. Согласно А. А. Кадику [4], углекислотные флюиды формируются в области давлений $2 \cdot 10^8$ – $13 \cdot 10^9$ Па и температур 400–1400 °С. По представлениям Н. Д. Рябчикова [9], в континентальных областях верхние подкоровые горизонты по геотемпературным условиям попадают в поле устойчивости доломита и амфиболита, где флюид не может существовать. При переходе к большим глубинам амфиболит становится неустойчивым. Средние отношения K_2O/H_2O в мантии слишком низки, чтобы связать всю воду в виде слюд. В этой области могут быть флюиды, обогащенные водой, так как CO_2 связывается в виде магнезита. В самой верхней части мантии устойчив амфиболит, но не устойчивы карбонаты. Поэтому здесь могут существовать углекислые флюиды. Следовательно, Н. Д. Рябчиков тоже допускает наличие углекислой

сферы, но верхняя граница ее проходит ниже раздела М.

Выделение надзоны мантийных диссоциированных сложных флюидов является еще более гипотетичным, а геофизические и петрографические данные, на которых основывается предположение, могут быть интерпретированы по-разному.

Ф. А. Летников [5], В. Н. Ларин и другие авторы указывают на существование мантийных потоков водорода к границе литосферы. Согласно В. Н. Ларину (1977), внутреннее ядро Земли сложено гидридами металлов, а во внешнем ядре должны находиться металлы с растворенным в них водородом. Это является возвращением к идеям В. И. Вернадского, который еще в 20-х годах писал: «...кислород с глубиной быстро сходит на нет... глубинные геосферы нашей планеты представлены водородными соединениями — гидридами» (Избр. соч., 1960, т. 4, кн. 2, с. 16).

Поэтому мы предполагаем, что мантийные флюиды в значительной степени представлены водородом. Возможно также наличие CO , OH^- , H_3O^+ , HO_2 и др. Флюиды могут мигрировать в виде пузырьковых включений. Для глубинных разломов мантийного заложения такая возможность была экспериментально установлена М. Б. Эппельбаумом (1977) и другими авторами.

Предложенная схема зональности ПФС генерализованная и, по-видимому, неодинаково проявляется в геологических структурах и тектонических блоках различных типов: отдельные подзоны могут выпадать (например, подзона элизонных вод в бассейнах трещинных вод щитов). Гидрогеодинамическая и гидрогеохимическая зональности, и в частности инверсии, наряду с общими закономерностями в значительной мере определяются азональными факторами — особенностями геологической истории бассейна, миграцией вод из смежной зоны и т. п. Вероятно, особые формы зональности ПФС характерны для рифтовых структур и, конечно, для океанов.

Совершенствование схем зональности ПФС требует решения ряда фундаментальных задач, к которым относятся: определение границ ПФС и состава

ва флюидов в глубоких горизонтах; выявление механизмов флюидообмена в ПФС; оценка связи флюидной зональности с геофизическими, петрографическими и другими процессами в земной коре и мантии.

По-видимому, назрела необходимость создания нового раздела гидрогеологической науки — глубинной гидрогеологии по аналогии с существующей глубинной геологией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровский Л. В., Вартанян Г. С., Куликов Г. В. Гидрогеологический очерк. Кольская сверхглубокая. — М.: Недра, 1984. С. 240—253.
2. Гуревич А. Е. Основные черты геофлюидодинамики эволюционирующей литосферы. // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. С. 37—45.
3. Ежов Ю. А., Лысенко Г. П. Вертикальная гидродинамическая зональность земной коры. // Сов. геология. 1986. № 8. С. 111—120.
4. Кадик А. А. Вода и летучие соединения углерода в магматических процессах верхней мантии и коры. // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. С. 59—71.
5. Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии. // Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск, 1977. С. 5—9.
6. Мацуо С. Распространенность летучих в мантии и их химическая форма. // XXVII сессия МГК. М., 1984. Т. 2. С. 103—110.
7. Наумов Г. Б., Наумов В. Б. Эволюция флюидного режима в градиентных термобарических полях литосферы. // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. Т. 1. С. 130—138.
8. Пиннекер Е. В. Вертикальная гидрогеодинамическая зональность и ее аномалии. // Основы гидрогеологии. Новосибирск, 1983. С. 168—173.
9. Рябчиков Н. Д. Водные растворы в верхней мантии и проблема дегазации Земли. // Подземные воды и эволюция литосферы. М., 1985. Т. 1. С. 176—186.
10. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. — М.: Наука, 1980.
11. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. — М.: Наука, 1983.
12. Файф У., Прайс И., Томсон А. Флюиды в земной коре. — М.: Мир, 1981.
13. Физическая модель подземной гидросферы. // Ф. А. Макаренко, В. А. Ильин, В. И. Кононов, Б. Г. Поляк. // Докл. советских геологов на XXIV сессии МГК. М., 1972. С. 15—24.
14. Шварцев С. Л. Взаимодействие подземных вод с горными породами. // Основы гидрогеологии. Новосибирск, 1982. Т. 3. С. 92—117.
15. Arnosson S., Uronvola K., Sigurdson S. Aque for Chemistry of high temperature geothermal systems in Iceland. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 523—526.

Принята редколлегией 29 мая 1989 г.



ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 55(091)

Развитие советско-американского сотрудничества в области наук о Земле

А. И. КРИВЦОВ, В. В. МОХОВ (Мингео СССР)

В рамках Меморандума о договоренности по сотрудничеству в области наук о Земле между Министерством геологии СССР и Геологической службой США 15—19 января 1990 г. в Москве состоялись рабочие встречи Главных координаторов работ по Меморандуму (П. Херн, ГС США, и А. И. Кривцов, Мингео СССР). Во ВНИИЗарубежгеологии, ВСЕГИНГЕО, ЦНИГРИ Главными координаторами, представителями научных организаций Министерства геологии СССР, АН

СССР и Геологической службы США были проведены согласование, обсуждение и рассмотрение проектов сотрудничества.

В итоге встреч согласованы следующие совместные проекты: разработка геолого-генетических моделей золоторудных месторождений в терригенных комплексах и вулканоплутонических поясах (ЦНИГРИ); разработка геолого-генетических моделей комплексных медно-никелевых месторождений, связанных с дифференцированными ин-

трузиями (ЦНИГРИ); развитие и применение локальных методов в геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях (ИГЕМ АН СССР); поля напряжений в континентальной коре («Недра»); петрология, геохимия, петрофизика, геохронология глубинных образцов земной коры («Недра»); разработка методов прогноза качества подземных вод и их защиты от загрязнения (ВСЕГИНГЕО); сравнительное изучение связанных с землетрясениями геохимических изменений в основных разломах в Калифорнии и на Кавказе (ВСЕГИНГЕО); скважины на воду как измерители нагрузки (ВСЕГИНГЕО); разработка методов картирования экзогенных геологических процессов, включая процессы, вызванные сейсмичностью (ВСЕГИНГЕО); математическое моделирование гидрогеологических процессов и объектов (ВСЕГИНГЕО); изучение региональных характеристик и вторичной пористости карбонатных зон и ограничивающих слоев (ВСЕГИНГЕО).

Для развития дальнейшего сотрудничества Геологической службе США на дополнительное изучение передано 29 проектов, предложенных советскими учеными, с учетом возможности обмена информацией, предусмотренной Меморандумом. Предложения охватывают вопросы разработки геолого-генетических моделей рудных месторождений; геотермальных источников энергии; создания глубинных геологических лабораторий; гидрогеологии, гидрогеохимии; вызванной сейсмичности; использования, защиты и охраны подземных вод; глобальных изменений природной среды на территории СССР и США в позднелицен-четвертичное время.

Предложены также проекты совместных исследований в Мировом океане и обмен опытом довузовского геологического обучения между ГС США, Мингео СССР, МГУ и МГРИ.

В феврале 1990 г. специалисты организаций Мингео СССР (ВНИГНИ, ВНИГРИ, ЗапСибНИГНИ) и ГС США в области геологии месторождений нефти и газа обсудили возможности сотрудничества по ряду проектов. Согласование обсуждавшихся проектов и принятие решений по ним должно быть осуществлено, как это пре-

дусмотрено Меморандумом, по представлению Главных координаторов руководству Мингео СССР и Геологической службе США.

Партнер Министерства геологии СССР по сотрудничеству — Геологическая служба США, основанная в 1879 г. и входящая в Министерство внутренних дел США, является единственным государственным ведомством этой страны, которому поручен широкий круг вопросов выявления, оценки и определения направлений использования природных геологических ресурсов и геологической среды.

Деятельность ГС США финансируется из федерального бюджета; значительная часть средств выделяется другими ведомствами, организациями и штатами для реализации совместных и конкретных программ. Бюджет ГС США в 1988 финансовом году составил 662,1 млн дол., из них 447,7 млн дол. за счет федеральных средств.

Штаб-квартира ГС США расположена в г. Рестон (штат Вирджиния); в 43 штатах созданы отделения ГС США.

ГС США организует свою работу по направлениям, реализуемым через программы и отраженным во внутренней структуре. По направлению «Национальное картирование, география и обслуживание» в 1988 г. выделялось 120,8 млн дол. (из них из федерального бюджета 90,5). Осуществляется первичное картирование и ревизия карт, дистанционное и цифровое картографирование, специальное картографирование (включая географические информационные системы и карты землепользования), наблюдение и оценка земных ресурсов, картографическое и географическое информационное обслуживание.

По направлению «Картирование и изучение геологических и минеральных ресурсов» в 1988 г. выделялось 224,7 (177,2) млн дол. Изучаются все виды природных опасностей (землетрясения, извержения вулканов, оползни), геологические структуры и процессы (геокартирование, глубинные исследования недр, геомагнетизм, изменение климата, береговая эрозия). Значительное внимание уделяется изучению минеральных и энергетических ресурсов (включая стратегические,

критические и нетрадиционные) как на территории США, так и в глобальных масштабах; разрабатываются также методы и методики прогноза и поисков месторождений; развиваются работы по изучению геологии и ресурсов Мирового океана.

Весьма значительные работы выполняются по направлению «Водные ресурсы», затраты по которому в 1988 г. составили 278,4 (149,1) млн дол. По программам федерального и федерально-штатного уровней ведется комплекс исследований по выявлению всех ви-

дов водных ресурсов, их использования, защите и охране при комплексной увязке всех видов работ.

По всем направлениям деятельности ГС США издает карты, отчеты, обзоры, информационные бюллетени.

Общий порядок организации работ в рамках Меморандума о договоренности по сотрудничеству в области наук о Земле между Министерством геологии СССР и Геологической службой США изложен в журнале «Советская геология» № 6 за 1989 г.

Памяти Вадима Георгиевича Чернова



5 января 1990 г. на 58-м году жизни скоропостижно скончался профессор Московского университета, доктор геолого-минералогических наук Вадим Георгиевич Чернов.

В. Г. Чернов родился 7 сентября 1932 г. в Москве в семье геолога и принадлежал к пятому поколению геологов династии Черновых. В 1957 г. он окончил среднюю школу; еще школьником принимал участие в геологических экспедициях отца — Г. А. Чернова и профессора В. А. Варсанофьевой на Полярном Урале, в Большеземельской тундре, в других районах. После окончания школы поступил на геологический факультет МГУ, который окончил в 1962 г. и тогда же поступил в аспирантуру по кафедре динамической геологии. В университете его учителями были профессора В. И. Славин и В. Е. Хаин.

С 1965 г. Вадим Георгиевич работал на геологическом факультете МГУ сначала в должности ассистента, с 1969 г. — старшего преподавателя и с 1972 г. — доцента. В 1966 г. он защитил кандидатскую диссертацию «Меловые отложения Мармарошского массива Восточных Карпат», а в 1981 г. — докторскую «Псефиты в геологической истории Земли».

С 1982 г. В. Г. Чернов являлся профессором кафедры динамической геологии.

Педагогическая деятельность В. Г. Чернова очень обширна. В МГУ он читал курсы «История и методология геологических наук», «Структурная геология и геокартирование», «Физическая геология и основы геотектоники», «Общая геология с основами геоморфологии». С 1973 по 1976 г. преподавал в Кабульском политехническом институте, где вел курсы «Структурная геология и геокартирование», «Геотектоника», «Историческая геология с основами палеонтологии». Постоянное внимание Вадим Георгиевич уделял полемому обучению студентов.

Большую работу В. Г. Чернов выполнял по организации и координации научно-исследовательской деятельности, являясь с 1982 г. заместителем декана геологического факультета МГУ по научно-исследовательской работе, а также принимая участие в работе ученого совета МГУ по координации научных исследований (с 1981 г.), ученого совета геологического факультета, ученых советов по защите кандидатских и докторских диссертаций.

В научном плане интересы В. Г. Чернова лежали в самых разнообразных областях геологических знаний. Им опубликовано более 180 научных работ, посвященных региональным вопросам геологии Карпат, Крыма, Афганистана и других регионов, стратиграфии и палеонтологии мезозоя, литологии, магматизму, истории науки.

Крупной заслугой В. Г. Чернова в области региональной геологии и тектоники является выделение органогенной ургонской фации в пределах Карпато-Балканского региона и юга СССР. За эту работу в 1983 г. он был удостоен премии Московского общества испытателей природы. В Кабульской тектонической зоне Афганистана он выделил (совместно с А. Н. Феогеновым) докембрийскую айнакскую серию. В области палеонтологии В. Г. Черновым описаны орбитолиты, водоросли, гидроидные полипы, двусторчатые моллюски из меловых отложений Карпат. Заслугой В. Г. Чернова является выделение в рамках литологии самостоятель-

ного научного направления — псефитологии (геологии псефитов). Он разработал методику изучения псефитов на региональном и глобальном уровнях, оценил роль псефитов в строении осадочной оболочки Земли и распределение их во времени, установил связь псефитообразования со структурными элементами земной коры и геотектоническими режимами.

Огромное значение В. Г. Чернов придавал изучению истории науки. Он являлся членом бюро отделения истории естествознания и техники Советского национального комитета по истории и философии науки и техники АН СССР, членом комиссии АН СССР по истории геологических знаний и геологической изученности СССР, председателем секции истории и методологии естественных наук МГУ. Известны его работы по истории геологического факультета МГУ (1967, 1977, 1984, 1989 гг.), уникальная монография «Геологи Московского университета» (1989 г.). Большое внимание В. Г. Чернов уделял вопросам современного состояния геологических знаний.

В 1989 г. им написан труд «Классификация наук геологического цикла».

Большой заслугой В. Г. Чернова является инициатива и непосредственная деятельность по созданию Всесоюзного научно-технического геологического общества (1988 г.), в котором он был заместителем председателя президиума Центрального правления.

Вадим Георгиевич Чернов всегда отличался добросовестностью, творческий подход к делу, работа с полной отдачей сил.

Светлая память о крупном ученом, товарище, друге, учителе навсегда сохранится в сердцах его коллег, последователей и учеников.

В. Ф. Рогов, А. И. Кривцов,
В. И. Воробьев, В. Т. Трофимов,
И. С. Барсков, Э. Д. Ершов,
В. А. Жариков, А. В. Калинин,
Е. В. Карус, Н. В. Короновский,
А. А. Маракушев, А. С. Марфунин,
Е. Е. Милановский, А. Г. Рябухин,
В. А. Садовничий, В. В. Семенович,
В. Е. Хаин, Е. В. Федоров

Уважаемые читатели!

Редакцией по поручению редколлегии выполнен анализ показателей работы журнала за 1988—1989 гг., отражающих основные направления его развития.

Ведущими рубриками журнала в эти годы продолжали оставаться следующие: «Рудное

и нерудное минеральное сырье», «Топливно-энергетическое сырье», «Региональная геология и тектоника», а также рубрики «Минералогия, петрография, литология» и «Методология, экономика, организация» (табл. 1).

Количество рассмотренных, принятых и опубликованных статей в журнале «Советская геология» в 1988—1989 гг. (по основным рубрикам)

Таблица 1

Рубрика	1988 г.			1989 г.		
	Рассмотрено	Принято	Опубликовано	Рассмотрено	Принято	Опубликовано
Методология, экономика, организация	47	30	24	39	21	17
Топливно-энергетическое сырье	42	21	22	55	34	28
Рудное и нерудное минеральное сырье	53	30	27	70	34	33
Стратиграфия и палеогеография	21	17	19	18	8	20
Региональная геология и тектоника	46	24	20	64	32	27
Минералогия, петрография, литология	48	25	24	42	19	22
Морская геология	2	2	7	3		
Геохимия	14	7	13	9	2	5
Геофизика и глубинное строение	39	28	15	28	4	5
Гидрогеология и инженерная геология	25	13	7	21	16	15
Дискуссии, обсуждения	6	6	15	15	11	15
Итого	343	203	193	364	199	204

За последние 2—3 года значительно пополнились рубрики «Дискуссии, обсуждения», «Хроника, информация». Редколлегия и редакция прилагают большие усилия, чтобы сделать достаточно информативными и интересными рубрики «Памятные даты», «Из истории геологических открытий».

С сожалением приходится констатировать

уменьшение поступления статей по геохимии и морской геологии, что не соответствует интенсивности развития исследований по этим направлениям и принижает объективную значимость соответствующих работ.

Авторами почти половины статей являются сотрудники НИИ и НПО Мингео СССР (табл. 2). Однако здесь следует отметить су-

Таблица 2

Распределение авторов журнала «Советская геология» по организациям и ведомствам

Организации	1988 г.	%	1989 г.	%
НИИ и НПО Мингео СССР	240	54	180	46
НПО и ПО Мингео СССР	91	21	93	24
НИИ АН СССР	62	14	50	13
Вузы, университеты	32	7	48	12
Другие организации и ведомства	18	4	20	5
Всего	443		391	

щественно различную активность этих организаций. Так, например, сотрудниками ВСЕГЕИ в 1988 г. представлено на рассмотрение редколлегии 27 статей, из которых принято 23, сотрудниками ЦНИГРИ — 15, принято 10 статей (табл. 3). В то же время ряд институтов (ВНИИгеолнеруд, ВНИГРИуголь, УкрНИГРИ, КазИМС и др.) представили по 5 и менее статей, а от некоторых НИИ (ТуркменНИГРИ, БелНИГРИ, КИМС и др.) поступило 1—2 или вообще ни одной статьи.

Редакционная коллегия и редакции считают, что ознакомление научных и других коллективов, всех специалистов с приведенным материалом позволит им высказать свои соображения по организации дальнейшей работы журнала, дать конкретные предложения или замечания, которые могли бы быть использованы при подготовке и проведении читательской конференции в 1990 г. Соответствующие материалы могут быть опубликованы в одном из номеров журнала.

Таблица 3

Количество статей, принятых редколлегией журнала «Советская геология» в 1988—1989 гг. от научных организаций Мингео СССР

Количество статей	Научные организации Мингео СССР	
	1988 г.	1989 г.
До 5	БелНИГРИ, ВИЭМС, ВНИИгеоинформсистем, ВНИИгеофизика, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВНИГРИуголь, ВНИИзарубежгеология, ВНИИокеангеология, ВостСибНИИГГМС, ВСЕГИНГЕО, ДВИМС, КазИМС, КИМС, ЛитНИГРИ, НВ НИИГТ, ТуркменНИГРИ	ВИМС, ВИЭМС, ВНИГРИ, ВНИИгеоинформсистем, ВНИИгеолнеруд, ВНИИзарубежгеология, ВНИИокеангеология, ВостСибНИИГГМС, ВСЕГИНГЕО, ДВИМС, ИМГРЭ, КИМС, НВ НИИГТ, СНИИГГМС
6—10	ВИМС, ИМГРЭ, СНИИГГМС, ЦНИГРИ	ВНИГНИ, ЦНИГРИ
11—15	—	ВСЕГЕИ
16—20	—	—
>20	ВСЕГЕИ	—

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

ВИЭМС и ВНИИзарубежгеология по заказу Министерства геологии СССР готовят к изданию ежегодные выпуски РЕКЛАМНОГО КАТАЛОГА НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ ПРОДУКЦИИ МИНГЕО СССР

Первый выпуск — Каталог—1985—1987 (ретроспективный) — опубликован в 1989 г., содержит сведения о 3000 научно-технических достижений. Цена 36 р.

Второй выпуск — Каталог—1988—опубликован в 1989 г., содержит сведения о 500 научно-технических достижениях, сгруппированных по направлениям, видам и методам работ. Цена 16 р.

В 1990 г. выходит в свет Каталог — 1989, в 1991 г. предусмотрено издание Сводного каталога — 1985—1990. Начиная с 1990 г., каталоги будут сопровождаться указателями.

По каждому научно-техническому достижению приводятся его наименование, краткая характеристика, результаты использования (экономический эффект), почтовые реквизиты, телефон и телекс организации-владельца. Каталог дает возможность устанавливать прямые договорные отношения в сфере НИОКР.

Каталог — 1985—1987 и Каталог — 1988 реализуются ВИЭМСом. Для их получения необходимо перечислить соответствующую сумму на расчетный счет ВИЭМСа № 208406 Транс ОПЕРУ МГУ ПСБ уч. 3-Н МФО 201843, код 125284.

Заявки на последующие выпуски принимаются ВИЭМСом до 1 июля года издания каталога.

Предусмотрено издание каталога на английском языке с реализацией по договорным ценам. Зарубежным заказчикам для приобретения каталогов обращаться по адресу: 109180, Москва, ул. Димитрова, 7, ВНИИзарубежгеология.

Contents

Results of 1989, discussed at the College of the Ministry of Geology of the USSR	3	REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
Akhigarov V. KH., Salmanov F. K., Kurstin S. V.		Krasnyy L. I.	
Studying of deformations of the sedimentary cover, arising due to tidal friction	7	The USSR tectonics and some problems of minerageny	58
METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT		Dzhanelidze T. V., Pantsulaya V. V.	
Spizharskiy T. N.		On the emergent properties of main volcanic-plutonic belts of the Caucasus	72
Methodic problems of compilation of geological maps	12	GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE	
Kurbanov N. K., Borisovich V. T., Mamedov M. M., Eppelbaum V. M., Maryakhin Z. M.		Berlyand N. G.	
An information approach to the appraisal of efficiency of geological facilities	20	On paleoreconstructions of the depth structure of the earth's crust structure of the Urals	81
ENERGY RESOURCES		Borisov S. O.	
Gramberg I. S., Isaev E. N., Levin L. E., Mitshink I. M., Vasil'eva O. V., Vishovskiy Yu. A.		Strata in a paradox state of the geological environment	92
Geodynamic preconditions of oil and gas presence in the sedimentary cover in the Global Ocean	27	HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
Goltisyn M. V., Prokof'eva L. M.		Shekinskiy E. M., Ali-Zade S. A., Alekperov A. B.	
Features of metamorphism of combustible minerals	32	Hydrogeological aspects of ecology of the cities	102
METALLOGENY		DISCUSSIONS	
Dagelaiskiy V. B., Rundkoist D. V.		Bakulin Yu. I.	
Precambrian metallogeny	39	The earth's active layer	104
METALS AND NON-METALS		Ostrovskiy V. N.	
Kharkiv A. D., Prokopchuk B. I., Remizov V. I.		Zonation of the underground fluid sphere	108
Stockwork as a special morphological type of kimberlite bodies	48	NEWS IN BRIEF, INFORMATION	
Malykh A. V.		Krivtsov A. I., Mokhov V. V.	
On the origin of silvinites in the Nepskiy potassium basin, East Siberia	55	The development of the Soviet-American cooperation in the field of sciences of the earth	116
		HISTORY OF GEOLOGICAL FINDINGS	
		In commemoration of Vadim Georgievich Chernov	118