

ISSN 0038-5069

Советская геология



7/1991

ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ КИМБЕРЛИТООБРАЗОВАНИЯ

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

**Руководителям геологических организаций
и предприятий
Организациям
Всесоюзного научно-технического
геологического общества
Геологам-производственникам, ученым,
научным работникам, преподавателям
геологических вузов**

Учредители журнала «Советская геология» —
Министерство геологии СССР и Всесоюзное научно-
техническое геологическое общество — в своей
деятельности надеются на поддержку издания журнала
научно-технической общественностью страны.
В 1992 г. в журнале продолжится публикация
статей, посвященных передовым методам прогноза
и оценки месторождений полезных ископаемых, развитию
приоритетных направлений геологической науки
и практики. Будут освещаться актуальные задачи
дальнейшего изучения геологического строения
различных регионов страны, окраинных и внутренних
морей и Мирового океана, развития минерально-
сырьевой базы, глубинного строения Земли, проблемы
геоэкологии. Намечена публикация статей по экономике
геологоразведочных работ в условиях рынка.
Систематически будет помещаться информация о семинарах
и совещаниях, реклама научных и производственных
организаций, очерки по истории геологических
исследований и открытий.
Журнал будет публиковать информацию
о деятельности Всесоюзного научно-технического
геологического общества и его организаций.
Уважаемые товарищи! Учредители журнала
«Советская геология» рассчитывают на вашу широкую
поддержку при подписке на журнал и публикацию в нем
рекламных материалов.
Расширение подписки на журнал поможет его
регулярному и качественному изданию.
Не забудьте оформить подписку на журнал
до 31 октября 1991 г.!

В розничную продажу журнал не поступает.

Редколлегия

Центральное правление ВНТГО

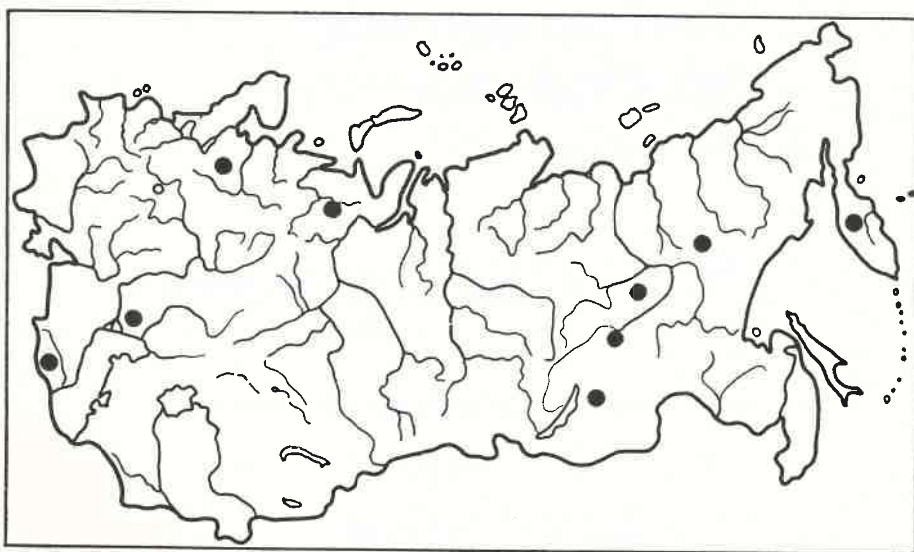
Советская геология

Ежемесячный научный журнал

Министерства геологии СССР
Всесоюзного научно-технического
геологического общества

7/1991

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. Глузов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), 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»

Кривцов А. И., Межеловский Н. В.
Глобальные изменения в геологической
истории Земли — приоритетное направ-
ление научных исследований 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Гулиев И. С., Сулейманова С. Ф., Кляц-
ко Н. В.
Прогноз коллекторских свойств пород
осадочного чехла Южно-Каспийской впа-
дины 7

Хрусталева Г. К.
Низкометаморфизованные угли Ленско-
го бассейна — сырье для производства
синтетических жидких видов топлива 16

Боровиков В. Н.
Моделирование геохимических полей в
связи с оценкой нефтегазоносности . . . 22

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Губанов С. К., Лепин В. С., Иванов А. И.
Возраст оловорудных проявлений Байка-
ло-Патомского нагорья 28

Любалин В. Д.
Опыт реконструкции палеодинамических
условий кимберлитобразования . . . 34

Малютин Ю. А.
Типы руд Песчанского скарново-магне-
титового месторождения на Урале . . . 42

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Ми-
хайлов М. В., Беляев Г. А., Якоб-
сон К. Э., Козлова Н. А.
Рифейские авлакогены севера Русской
платформы 49

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Виноградов В. И., Григорьев В. С., Ка-
стрыкина В. М.
Возраст метаморфических пород фунда-
мента Камчатки 58

Остроумова А. С., Центер И. Я., Авде-
ев А. Г., Бугрова Э. М.
Позднемеловые вулканические серии Го-
часского прогиба (Малый Кавказ) . . . 65

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Пересунько Д. И.
Концепция геоэкологических работ Мин-
гео СССР 72

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Щеглов А. Д.
Тревожные размышления о «Состоянии
и путях развития теоретической метал-
логении» 78

Садовский А. И.
Ритмическая тектоника и металлогения 84

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Милетенко Н. В.
Всесоюзная конференция «Глобальные
изменения в геологической истории Зем-
ли» 91

Котляр А. Л., Миронов Ю. В., Роман-
чук А. И.
Совещание «Металлогения современных
и древних океанов» 93

80-летие Льва Исааковича Красного 95

Художественный редактор А. А. Хромова
Технические редакторы Л. Н. Фомина, С. Г. Веселкина
Корректор И. Н. Таранева

Сдано в набор 21.05.91. Подписано в печать 12.07.91.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 8.4. Усл. кр.-отт. 8.92. Уч.-изд. л. 10.74. Тираж 1975 экз.
Заказ № 809. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6
Телефоны: 254-60-72, 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Ленинград, Средний пр., 72

© Издательство «Недра», «Советская геология», 1991

Глобальные изменения в геологической истории Земли — приоритетное направление научных исследований*

А. И. КРИВЦОВ, Н. В. МЕЖЕЛОВСКИЙ (Мингео СССР)

Глобальные геологические изменения (процессы) охватывают явления, присущие Земле в целом как планетарному объекту Вселенной (вулканизм, землетрясения, цунами, магматизм и т. п.), так и происходящие в ее верхней части, вовлеченной в активную человеческую деятельность (землепользование, энергетика и др.). В основе глобальных изменений лежат космогенные, эндогенные, экзогенные и антропогенные факторы, подчиненные внутрилитосферным процессам, — их взаимодействию с экзогенным влиянием атмосферы, гидросферы, криолитосферы, и техногенным явлениям. Влияние последних во многих районах мира становится весьма существенным.

В целом глобальные процессы (как природные, так и антропогенные) характеризуются материально-энергетическими превращениями, изменяющими в региональном или планетарном масштабе экологическую обстановку. Антропогенные процессы отличаются скоротечностью, концентрированным воздействием на экосистемы, изменение элементов которой опережает темпы возможного приспособления живых организмов к таким преобразованиям.

Глобальные изменения проявляются в перемещении громадного количества вещества с тенденциями к его рассеиванию или накоплению, а также изменению агрегатного состояния, влияющего на возможность реакционного взаимодействия. Энергетическое обеспечение, цикличность, повторяемость и продолжительность воздействия — важнейшие параметры соответствующих процессов. Накопление энергии до критического уровня, определяющего стартовый механизм процесса, наличие каналов передачи критической нагрузки к достижением выравнивания (разломы, атмосферные и гидросферные переносы и т. п.) сопровождаются значительными по масштабам вещественными геологическими эффектами. В их числе — металлогеническая специализация рудных поясов, геохимическая зональность, ритмические последовательности диссипативных фрактальных структур, проявляющиеся в сходстве морфоструктурных «портретов» поверхности Земли различных масштабов (различающихся на порядок) и др.

Не исключено, что определенные глобальные изменения вызываются прецессией электромагнитных и других полей Земли, как сформированные при возникновении процесса, так и в ходе его, т. е. в результате интерференции вновь формируемых полей с основным (исходным) полем. «Память» об этих специфических прецессиях, по-видимому, сохраняется в виде «вмороженности» в общую структуру поля, а их частота доступна для восприятия отдельными людьми (и некоторыми живыми организмами) на внелогическом (экстрасенсорном) уровне.

Для понимания закономерностей большинства природных глобальных процессов необходимы новые научные подходы. В их числе глобальная геодинамика — наука о глубинных причинах эволюции Земли, обуславливающих движение масс вещества и энергии как внутри нее, так и в верхних оболочках планеты, размещение и структуру горных пород в земной коре, распределение в ней полезных ископаемых. Современные построения в области геоэродинамики обеспечивают понимание геотектонических процессов в глобальном масштабе и глобальной взаимосвязи. Тектонические явления на коллизионных и субдукционных границах литосферных плит в значительной мере генетически и динамически связаны с процессами спрединга на дивергентных их границах, нередко отстоящих от них весьма далеко. Сейсмические катастрофы у конвергентных границ литосферных плит очень часто происходят геологически одновременно. Показательно Спитакское землетрясение Армении в 1988 г. и последовавший через несколько месяцев разрушительный толчок в Таджикистане; практически одновременные сейсмические катастрофы 1949 г. в Ашхабаде и на Памире (Хаитское землетрясение),

* Доклад на совещании Всесоюзной конференции «Глобальные изменения в геологической истории Земли», 21—24 марта 1991 г., Москва (ВДНХ СССР и РСФСР).

а также катастрофы 1972—1973 гг., прокатившиеся почти вдоль всей цепи Анд. По-видимому, такие близкие по времени сейсмические события объясняются резким ускорением спрединга и смещений литосферной плиты и вызванной этим геологически одновременной активизацией тектонических процессов на противоположном конвергентном краю той же плиты. Все это указывает на необходимость глобального подхода при анализе современных геодинамических процессов и на новые возможности прогноза крупнейших сейсмических катастроф.

Не меньшее, а в некоторых ситуациях и большее влияние на человечество оказывают глобальные экзогенные и техногенные процессы. Достаточно указать на парниковый эффект, вызываемый тепловой энергетикой, который в ближайшие десятилетия может привести к существенному повышению уровня океана, сопоставимому с глобальными трансгрессиями геологического прошлого. Такой же глобальный эффект, геологические последствия которого еще не до конца ясны, может вызвать и разрушение озонового слоя атмосферы хлор- и фторуглеродами. Этот процесс остановить заметно легче, чем процесс увеличения содержания CO_2 в атмосфере.

Не менее значительными для среды обитания в долгосрочном плане окажутся, очевидно, последствия еще слабо контролируемого уничтожения лесов тропического и умеренного поясов Земли, сокращающего содержание кислорода в атмосфере, неустойчивые пока процессы опустынивания (наиболее яркие в Африканском Сахеле), химическое и радиоактивное (Чернобыль и др.) загрязнение в промышленных областях Земли и т. д. Эти процессы также имеют глобальное значение, в чем давно убедились жители Европы и Северной Америки. Борба с их причинами требует координации усилий в международных масштабах.

Глобальные процессы, по-видимому, не действуют изолированно, но оказывают взаимное влияние друг на друга, индуцируя и усиливая негативные воздействия подобно тому как накопление углекислоты и снижение содержания кислорода в атмосфере действуют в одном неблагоприятном направлении. По всей вероятности, не может быть исключена возможность быстрого квазивнезапного коллапса всей биосферы Земли типа «ядерной зимы», если динамические глобальные изменения не будут контролироваться.

Таким образом, становится понятным обостренное внимание человечества к изучению глобальных процессов, в первую очередь, катастрофических. Наиболее эффективно они исследуются в рамках международной суперпрограммы «Глобальные изменения», замысел которой заключается в изучении Земли как системы на основе анализа взаимодействия всех ее составляющих в разные периоды развития. Главный ожидаемый результат программы — прогноз состояния этой системы на ближайшие десятилетия и столетия, исходя из основных тенденций развития природных и техногенных процессов.

Существует несколько версий программы. Наиболее известная — «Изучение геосферы — биосферы (глобальные изменения)». Есть американская версия программы — «Глобальные изменения среды и климата», в которой принята периодизация отслеживаемых процессов и событий, равная либо кратная 10^n лет (1 год, 10, 100, 1000 и т. д., 100 млн, 1 млрд лет и т. д.). Естественно, что в такой временной шкале значительная роль именно геологической науки (в широком понимании), т. к. только геологическими методами можно реконструировать состояние земной системы в периоды, отстоящие на сотни тысяч и многие миллионы лет. Геологии доступны реконструкции состояний внутренних частей Земли, литосферы в целом, континентов и океанов, земной поверхности, атмосферы, климата, биоты. Иными словами, геологическими методами решают задачи моделирования процессов и обстановок прошлого как основы для определения современного состояния Земли и прогноза ее развития на будущее.

Программой «Глобальные изменения» предусматриваются сложные в методологическом плане задачи выявления взаимодействия внутренних и внешних процессов, происходивших на Земле ранее и протекающих в настоящее время. Серьезные трудности представляет также взаимная увязка достижений различных отраслей наук о Земле в единую систему. Не менее сложны синтезирующие построения, цель которых прогноз глобальных изменений. При них возникают общеметодологические проблемы гносеологического характера и, в первую очередь, граничных условий применения принципа актуализма в геологии, «кайнотипных и палеотипных» интерпретаций и др. Именно поэтому работы по программе «Глобальные изменения» у нас в стране должны опираться на достижения геологических наук, составляющих основу представлений об

эволюции Земли. Заметим, что в США координационные функции по этой программе возложены на Геологическую службу, а в ее реализации участвуют такие ведомства как НАСА, Национальный научный фонд, Министерство энергетики, Агентство по охране окружающей среды, Министерство сельского хозяйства, Национальное агентство по океанологии и атмосфере.

Еще одна характерная черта международной программы «Глобальные изменения» — широкое использование при ее реализации аэро- и космической информации. Методам дистанционного зондирования в изучении глобальных геологических процессов и должна принадлежать весьма значительная роль. Охват космическими съемками всей территории земного шара, оперативность и заданная периодичность наблюдений, большая обзорность, возможность изучения подстилающей поверхности в разных диапазонах электромагнитного спектра определяют эффективность использования этих методов. Полнота обеспечения поверхности Земли качественными космическими изображениями различных уровней генерализации достигается привлечением материалов космических съемок, выполняемых основными ресурсными спутниками СССР («Ресурс-Ф» и «Ресурс-О»), США («Ландсат», «НОАА», «Сисат»), Франции («Спот») и др. Могут быть использованы и данные визуально-инструментальных наблюдений с пилотируемых орбитальных станций и космических кораблей («Салют», «Мир», «Шатл») с аэроносителей. Материалы дистанционных съемок высокоинформативны при исследованиях новейшей (в том числе современной) геодинамики, сейсмотектоники и вулканизма. Применительно к задачам изучения неотектонических процессов космические съемки используются для прослеживания современных границ литосферных плит и исследования их мгновенной кинематики, уточнения положения полюсов вращения (по ориентировке трансформных разломов), выделения участков с различной направленностью и интенсивностью тектонических движений, деформаций на границах плит и во внутриплитных обстановках. Итогом такой работы должна быть карта новейшей геодинамики мира масштаба 1 : 15 000 000.

В области сейсмотектоники космические данные помогают создать глобальную карту активных разломов, дифференцированных по кинематике, характеру и интенсивности современной тектонической активности. Результаты работ отображены на сейсмотектонической карте Мира того же масштаба с врезками в более крупных масштабах для типовых сейсмоактивных районов, связанных с конвергентными, дивергентными и трансформными границами литосферных плит. Представляют интерес развиваемые в последнее время космические съемки вариаций теплового поля в сейсмоопасных районах, дающие оригинальный материал для оценки сейсмической опасности землетрясений.

С целью изучения глобальных процессов, связанных с современным вулканизмом, применяется космический мониторинг за деятельностью активных вулканов на основе съемок в ИК-тепловом диапазоне, позволяющих прогнозировать вулканические извержения. По дистанционным изображениям намечается также возможность выделения (с использованием морфологических признаков) некоторых потенциально активных вулканов, для которых не зарегистрированы извержения за исторический отрезок времени.

С помощью космических съемок исследуются такие процессы и объекты как опустынивание, динамика развития прибрежных зон, ледниковые покровы и другие явления. Дистанционный мониторинг процессов опустынивания позволяет уточнять положение границ распространения пустынь разного типа, определять (с использованием ретроспективного дешифрирования) тенденции развития опустынивания, выявлять угрожающие зоны. При изучении ледниковых покровов материалы космических съемок позволяют решать широкий круг задач, в том числе выполнять глобальную корреляцию четвертичных оледенений на основе дистанционного изучения морфологии образованного ими рельефа.

Космические изображения открывают также большие возможности в изучении динамики прибрежных зон Мирового океана, красных и внутренних морей и крупных озер, миграции прибрежных осадков, выявлении участков побережий с тенденциями к поднятиям или опусканиям, различных процессов в замкнутых бассейнах (в связи с изменениями уровня воды и др.), определении загрязнений акваторий. На основе дистанционного зондирования оцениваются нарушения геологической среды в районах сосредоточения горнодобывающих предприятий, масштабы засоления почв в арид-

ных областях, масштабы избыточного увлажнения и подтопления в районах строительства крупных гидротехнических сооружений и др.

В целом можно констатировать, что в настоящее время в СССР уже выполняется весьма значительное число исследований, отвечающих задачам программы «Глобальные изменения». Вместе с тем, единая скоординированная общесоюзная программа только формируется и в этом году начнет функционировать под общим руководством АН СССР и ГКНТ СССР (научный руководитель вице-президент АН СССР Н. П. Лаверов) и при участии многих заинтересованных ведомств.

Организациями Министерства геологии СССР исследования, ориентированные на программу «Глобальные изменения», начаты около трех лет назад. Учитывая важность программы, коллегия Мингео СССР включила направление «Глобальные изменения в геологической истории» в число приоритетных направлений НИР. В процессе этих работ необходимо:

- разработать модели глобальных изменений в геологической истории на основе современных концепций развития Земли;

- разработать геологические, геофизические, геохимические и другие критерии выявления глобальных катастрофических событий, включая воздействие внеземных факторов;

- обосновать структурные и вещественные характеристики крупнейших геодинамических перестроек Земли с целью выявления экстремальных палеоэкологических обстановок;

- разработать модели цикличности историко-геологических процессов и периодичности глобальных критических эпох;

- выявить закономерности глобальных изменений геологической среды под влиянием природных и техногенных факторов, разработать прогноз их проявлений.

Среди претендентов на исполнение этих заданий Мингео СССР провело конкурс, на котором было представлено около 30 тем; большая часть из них принята к реализации. Выполнять работы будут коллективы — ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, СНИИГГиМСа, БелНИГРИ, Сибирского отделения АН СССР, Уральского отделения АН СССР, МГУ, МГРИ и других организаций.

Целям программы «Глобальные изменения» отвечают и научно-производственные отраслевые программы геозкологических исследований и работ по оценке сейсмической опасности. Естественно, что вопросы глобальных изменений будут решаться и в программе глубинных исследований недр СССР. Геологические организации участвуют в международном проекте «Байкал», направленном на реконструкцию климатических обстановок на основе изучения древних озерных отложений. При этом прорабатываются проекты получения кернового материала из донных отложений либо проходки скважин в прибайкальских депрессионных структурах на основе сотрудничества между Геологической службой США и объединением «Недра».

В целом Мингео СССР и другими ведомствами уже выполняется значительное число работ, охватывающих ряд важных направлений программы «Глобальные изменения». Вместе с тем, на данной стадии многие темы излишне «переуглублены» далеким геологическим прошлым, а ряд важных направлений не получает необходимого развития, в первую очередь, в силу ограниченных возможностей отраслевой науки.

Например, вряд ли у кого-либо из специалистов есть сомнения, что в осадочных бассейнах запечатлена история геологического развития Земли. В связи с этим требуют форсирования палеолитофацальные исследования основных бассейнов страны, и прежде всего сейсмостратиграфические. Особое значение имеет проблема геохимии осадочных формаций, обеспечивающая взаимоувязанные решения палеоклиматических, биогеохимических и палеонтологических задач. Однако на осадочные бассейны, как на специфические объекты исследований, к сожалению, пока не обращено достаточного внимания.

Проблема кризисных состояний внутренних бассейнов страны (Каспий и Арал) время от времени поднимается до статуса национального бедствия. У всех в памяти падение уровня Каспия, а в настоящее время возникают катастрофические ситуации с экстремальным его подъемом. Подобные явления пока не объяснены.

Столь же остра проблема поверхностного водного стока. Она слабо связана с общегеологическими процессами и явлениями и представляется недостаточно разработанной проблема воды в геологическом прошлом — ее поведение, масштабы и пути миграции в осадочных оболочках при различных геологических процессах.

Не менее важный вопрос — фации и геохимия палео- и современных аллювиальных отложений. Реконструкция геохимических обстановок сравнительно недавнего геологического прошлого, включая и его антропогенную часть, может стать основой геохимического прогноза. Подобные работы уже начаты в рамках составления геохимической карты Европы, но, к сожалению, пока без участия СССР.

Очень многие работы по программе «Глобальные изменения» требуют, по крайней мере, «внутриконтинентальной», если не межконтинентальной, координации. Следовательно, существенно возрастает роль международного сотрудничества по данной программе. Такое сотрудничество Мингео СССР развивает с Геологической службой США и Министерством геологии и минеральных ресурсов КНР. Однако оно требует расширения, в первую очередь, через Международный союз геологических наук и его органы.

Итак, геологические науки в изучении и контроле за глобальными процессами могут и должны играть важнейшую роль. Это касается прежде всего сбора информации и прогноза дальнейшего течения динамических процессов, где необходимо развивать глобальные методы. Таким методом может быть дистанционный мониторинг, осуществляемый с помощью современных средств космической и электронной техники. В данный момент следует поставить в качестве одной из первоочередных задачу создания геoinформационной системы мониторинга глобальных изменений, объединив для этого усилия отечественных и международных организаций. Развертывание такой системы потребует осмысления огромных объемов информации, поступающей со спутников, пилотируемых кораблей и орбитальных станций, аэроносителей и в итоге проведения наземных работ. С этой целью кроме современных машинных средств ее обработки потребуются также принципиально новые идеи, способствующие разработке новых и эффективных методов прогнозирования характера и скоростей глобальных динамических процессов.

Основная задача конференции, организованной Мингео СССР и Всесоюзным научно-техническим геологическим обществом, заключается в оценке современного состояния исследований по проблеме, выработке рекомендаций по их направлениям и необходимому организационному обеспечению.

Топливо-энергетическое сырье

УДК 553.98.061.4 : 552.5(574.12)

© И. С. Гулиев, С. Ф. Сулейманова,
Н. В. Кляцко, 1991

Прогноз коллекторских свойств пород осадочного чехла Южно-Каспийской впадины

И. С. ГУЛИЕВ, С. Ф. СУЛЕЙМАНОВА,
Н. В. КЛЯЦКО (Институт геологии АН АзССР)

На современном этапе развития нефтяной геологии одной из важнейших задач является эффективный прогноз благоприятных коллекторов на больших глубинах. До глубины 4,5 км ресурсы нефти и газа в основном оценены и увеличение добычи связано в значительной степени со сверхглубокими (6—7,5 км и более) горизонтами. В связи с этим возникает необходимость исследований осадочного комплекса, залегающего в интервале 7—10 км. Достоверность прогноза тех или иных процессов, происходящих на этой глубине, выявление тенденций их изменения во вскрытых интервалах разреза

зависит от объема фактического материала, который для глубины более 6,5 км практически отсутствует. Это затрудняет качественную и количественную оценки коллекторских свойств пород.

В Южно-Каспийской впадине (ЮКВ) в отличие от многих других проводится массовое разбуривание глубин 5—6,5 км. При этом в Азербайджане большое число эксплуатирующихся месторождений связано с грязевыми вулканами, которые представляют собой уникальную возможность для изучения коллекторских параметров пород, залегающих глубже 6,5 км. В соответ-

ствии с современными представлениями «корни» грязевых вулканов приурочены к глубинам 6—10 км. Поэтому комплексное изучение продуктов их выбросов позволит получить информацию о глубинах, еще не достигнутых бурением.

В основу настоящей работы положено изучение разрезов до глубины 6—7 км по материалам бурения (2500 образцов неогенового возраста, в т. ч. около 200 образцов, характеризующих интервал от 5 до 6,5 км, и около 200 образцов до глубин 8—10 км), по твердым продуктам выбросов грязевых вулканов, расположенных в пределах Юго-Восточного Гобустана и Нижнекуринской депрессии эоцен-палеоэоценового и верхнемелового возраста (рис. 1).

При изучении гранулярных коллекторов наряду с песчано-алевритовыми породами одновременно исследовались глинистые и плохоотсортированные разности. Выявлялись их коллекторские свойства, проводились петрографические исследования, в процессе которых изучалась структура порового пространства пород, минеральный состав и постседиментационные изменения.

Авторами изучены наиболее важные параметры пород-коллекторов: открытая пористость по методу насыщения, проницаемость по методам газовой фильтрации на воздушно-сухих образцах, карбонатность объемным методом на аппарате Кларка, гранулометрический состав в четырех фракциях седиментационным методом П. П. Авдусина и В. П. Батурина. В шлифах, применяя линейное сканирование, проводили минералогический и гранулометрический подсчеты зерен: размеры, средний диаметр, а также изучали структурный параметр, характеризующий степень вторичной преобразованности пород, — удельная протяженность контактов по методике О. А. Черникова.

Экспериментальные исследования минерального состава глин и глинистого цемента в песчано-алевритовых отложениях осуществлялись рентгенодифрактометрическим методом под руководством М. Б. Хеирова.

Наряду с аналитическими методами нами была проведена математическая обработка коллекторских параметров (пористость, проницаемость, карбонатность) на ЭВМ (рис. 2).

На гистограмме, отображающей зависимость пористости и проницаемости от глубины залегания в интервале 0—6 км, видно, что в песчано-алевритовых породах наблюдается тенденция уменьшения значений емкостно-фильтрационных параметров до глубины 4 км, но их показатели остаются достаточно высокими (вариации значений пористости 2—26 %; проницаемости $0,1—800 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Замечено, что до глубины 6 км сохраняются благоприятные емкостные (14—20 %) и фильтрационные свойства ($250 \times 10^{-15} \text{ м}^2$) терригенных разностей. В глинистых породах отмечен широкий диапазон изменения пористости (0—24 %) и заметно меньший — проницаемости ($0,37 \times 10^{-15} \text{ м}^2$). На глубинах 3—5 км эти породы становятся в основном менее пористыми, однако иногда пористость достигает 25 %.

Прогнозные оценки коллекторских свойств пород, залегающих ниже глубины 6,5 км, являющейся по существу границей, ниже которой вынос керна практически отсутствует, осуществляются, как правило, на основе экстраполяции данных исследования керна вскрытой части разреза. Нами исследованы емкостно-фильтрационные характеристики в интервале 6,5—10 км в основном по материалу твердых продуктов выбросов грязевых вулканов верхнемелового — миоценового возраста. В песчано-алевритовых породах, залегающих ниже 6 км, пористость коллекторов 19 %, проницаемость $70 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Большая часть глинистых пород, залегающих ниже 5—6 км, имеет пористость 7—29 %, проницаемость $8 \times 10^{-15} \text{ м}^2$; иногда значения последней увеличиваются до $92 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Из изложенного следует, что глубокопогруженные глины в отдельных интервалах разреза разуплотняются, а коллекторские свойства песчано-алевритовых пород несколько ухудшаются.

Известно значительное число теоретических кривых изменения физических свойств пород, полученных на основе различных моделей. Кривые изменения пористости с глубиной для молодых впадин приведены на рис. 3. Особенно альпийских впадин, отличающихся их от платформ и значительной части передовых прогибов, является высокая скорость погружения осадков.

На платформах скорость и величина опускания земной коры и скорость

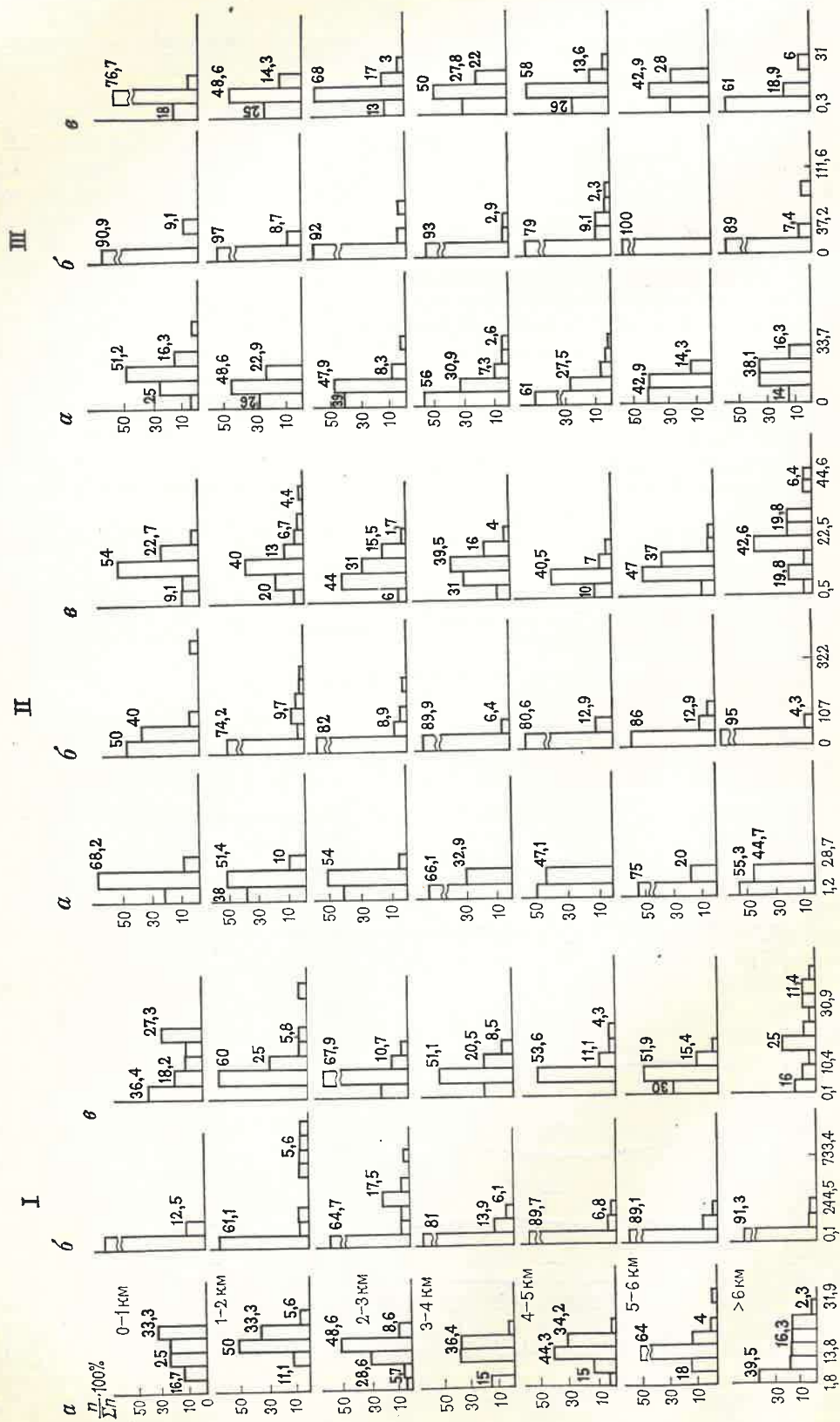


Рис. 2. Гистограммы изменений пористости, % (а); проницаемости, I × породы: I — песчаные, II — алевроитовые, III — глинистые
× 10⁻¹⁵ м² (б); карбонатности, % (в):

накопления осадков незначительны. Вследствие этого длительное время происходит глубокая переработка осадочного материала и приспособление его к новым условиям среды. В геосинклиналях амплитуда опусканий большая, скорость накопления осадков велика. При этом они часто захороняются в недоуплотненном состоянии. Таким образом, отличительные особенности упомянутых кривых связаны, вероятно, с характером осадконакопления. Более надежную картину изменения пористости с глубиной в песчано-алевритовых и глинистых породах создают, построенные по фактическим данным, реальные кривые (рис. 3). Главным отличием кривой фактических изменений физических параметров пород в ЮКВ от модельных является высокая для таких глубин пористость, зависящая от ряда факторов.

Совокупность физико-химических процессов, приводящих к изменению свойств с глубиной, — последовательный переход осадочных образований от состояний с высоким уровнем свободной энергии (метастабильное состояние) к более низким. Мерой степени устойчивости системы (порода — флюид — органическое вещество) являются стадии диа- и катагенетических превращений, оцениваемых по литологическим показателям, показателям отражения и преломления мацерал ОВ (витринита и коллоальгинита), коэффициенту метаморфизма и др.

Постседиментационные процессы глубокозалегающих неоген-палеогеновых отложений разного литотипа в основном предопределены условиями осадконакопления и проявляются в минеральном новообразовании (кальцитизация, лимонитизация, серицитизация, каолинизация, хлоритизация, кремнеение и др.), растворении карбонатов, сульфатов, кварца, полевых шпатов и выносе этих компонентов наряду с легкорастворимыми солями из пород, перекристаллизации карбонатного и глинистого цемента, уплотнении. Причем воздействие этих вторичных процессов не однозначно — они могут способствовать разуплотнению породы и сдерживать его.

Отмеченные процессы аутигенного минералообразования плиоценовых песчаников (6,5 км), исследуемых в шлифах, неотрывно связанные с тер-

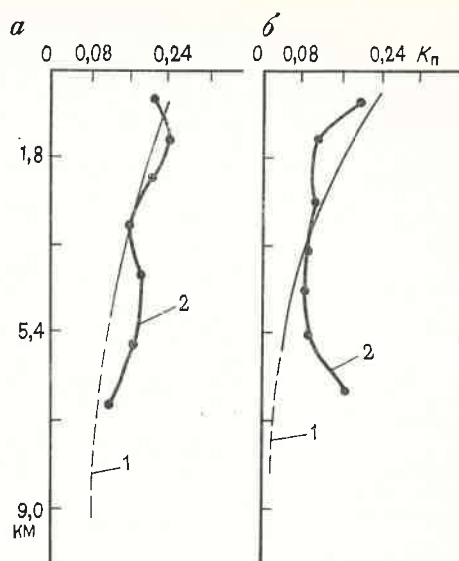


Рис. 3. Кривые изменения пористости с глубиной:

а — песчаники, б — глины; 1 — моделированные, 2 — реальные

мобарическими глубинными изменениями, свидетельствуют о раннекатагенетической стадии их развития. Объем порового пространства при этом существенно не ухудшается (табл. 1), т.к. за счет постседиментационных процессов растворения, выщелачивания и перекристаллизации развивается вторичная пористость и микротрещиноватость. Однако довольно часто в песчано-алевритовых породах, залегающих на глубинах свыше 4 км, наблюдаются следы хрупких деформаций, которые способствуют текстурной разобщенности отдельных составляющих породы.

Одним из количественных показателей стадийности катагенеза является удельная протяженность контактов между зернами, характеризующая структурную преобразованность породы. Анализ подсчитанных величин, удельной протяженности контактов и среднего диаметра зерен, отобранных с глубин 1500—5500 м, также свидетельствует о диа- и раннекатагенетической стадии их изменения (табл. 2).

Несколько отличается пористость песчаников палеогенового возраста, где, наряду с увеличением плотности от 2,2 до 2,4 г/см³, наблюдается уменьшение пористости с глубиной от 22 до 16 % при некотором увеличении катагенетической преобразованности (исследуемые породы находятся на про-

1. Коллекторские свойства глубокопогруженных плиоценовых отложений

Площадь	Скважина	Интервал глубин, м	Пористость, %	Проницаемость, 10^{-15} м ²
Западный борт ЮКВ Булла	527	5416—5421	18,3	82,1
	549	5589—5582	13	128
Дуванный-море	505	5305—5507	14,2	93,5
	565	5589—5590	18,6	58,2
	533	5228—5231	18,4	94
	1	5444—5449	12,3	111,1
	1	5951—5954	10,1	129,9
Южная-2	1	5778—5783	16,6	121,8
	3	4991—4996	28,9	152,1
	7	5171—5176	19,9	116,2
		6120—6121	14,8	7,1
Самедова				
Восточный борт ЮКВ	3	4929—4934	16,4	48
Огурчинская	2	5148—5153	24,4	12,5
Западно-Эрдеклинская	11	5412—5414	18,1	126
	1	5470—5480	21,8	32,8
	1	5670—5675	19,2	48,9
	3	5301—5303	24,4	286,8
	3	5565—5570	18,5	77

2. Структурные параметры, характеризующие этапы преобразованности пород

Площадь	Скважины	Глубина, м	Средний диаметр зерен, мм	Удельная протяженность контактов, 1/мм	Этапы преобразования пород
Булла-море	3	4499—4502	0,105	7,05	Диагенез
	4	1553—1560	0,166	4,22	"
	25	5692—5699	0,15	14,32	Катагенез
	23	3566—3573	0,101	3,76	Диагенез
	30	5540—5545	0,142	8,58	"
	31	2590—2603	0,175	6,78	"
	31	4782—4783	0,167	7,08	"
	31	5437—5441	0,235	8,28	"
	32	5071—5072	0,156	7,29	"
	42	5390—5393	0,117	15,38	Катагенез
	10	3844—3847	0,177	16,3	"
	10	4132—4137	0,151	15,3	"
Бахар	19	4821—4827	0,191	11,08	Диагенез
	19	4834—4835	0,189	13,43	Катагенез
	19	5033—5040	0,236	13,6	"
	49	4671—4673	0,142	15,55	"
	49	5284—5285	0,184	14,36	"
	56	3809—3810	0,232	7,13	Диагенез
	59	5262—5270	0,268	12,38	Катагенез
	64	5043—5046	0,268	6,9	"
	64	5072—5079	0,291	7,84	"
	64	5417—5420	0,279	9,42	"
	65	4732—4732	0,261	9,42	"
	66	4918—4924	0,204	7,27	Диагенез
	71	4215—4220	0,212	5,87	"
	72	3996—3999	0,212	8,24	Катагенез
	73	3765—3773	0,243	9,23	"
	75	4243—4245	0,171	4,78	Диагенез
Жданова	13	2305—2310	0,111	10,47	Катагенез
	21	3600—3605	0,209	3,77	Диагенез
	34	4371—4376	0,143	13,09	Катагенез

3. Катагенетическая преобразованность ОВ

Объект исследований	Породы	Возраст	Показатель преломления витринита	Стадии катагенеза
Грязевые вулканы Ахтарма-Пашалы	Сидерит	P ₃ —P ₂	1,754—1,774	МК ₁₋₂
	Глинистый известняк	„	1,754—1,774	МК ₂₋₂
Бол. Харамии Месторождения Кюровадаг	Доломит	K ₂	1,776	МК ₂
	Глина	N ₂ ^{3ap}	1,682—1,73	ПК ₃ —МК ₁
Кюрсангя Дуванний	Глина песчанистая	N ₂ ^{3ak}	1,696—1,75	ПК ₃ —МК ₁
	Глина	III горизонт ПТ	1,710—1,726	ПК ₃ —МК ₁
	Песок глинистый	VIII горизонт ПТ	1,737—1,754	МК ₁₋₂
	Песчаник глинистый	N ₂ ²	1,7	ПК ₃

то- и начальной стадии мезокатагенеза ПК₃—МК₁). Несмотря на это, емкостно-фильтрационные параметры позволяют судить о сохранности коллекторов в глубокопогруженном палеогене.

Оценка коллекторских свойств на больших глубинах в нескрытой части разреза на основании прогноза зональности катагенеза пород и ОВ может быть осуществлена также с помощью широко применяемого метода расчета суммарного импульса тепла (СИТ), учитывающего важнейшие факторы катагенеза (температуру и время). Авторами разработана программа СИТ на ЭВМ.

На примере расчета СИТ выявлено, что плиоценовые отложения Бакинского архипелага в разбуренном интервале разреза находятся на стадии протокатагенеза. Это подтверждается проведенными исследованиями.

Теоретические расчеты методом СИТ хорошо согласуются с экспериментальными данными изучения ОВ образцов пород из пробуренных скважин и твердых продуктов выбросов грязевых вулканов. Как видно из табл. 3, катагенетическая преобразованность ОВ в стратиграфическом интервале разреза верхний мел—верхний плиоцен находится на стадиях ПК₃—МК₂.

Таким образом, основной причиной отличий реальных кривых от модельных является низкий темп постседиментационных изменений, происходящих в породах с глубиной, вызванный, по всей вероятности, отставанием катагенетических процессов относительно глубин, на которых они в настоя-

щее время находятся в связи с быстрым накоплением и погружением толщ в ЮКВ.

Отличие реальных кривых изменения пористости с глубиной в глинах и песчаниках связано с разной степенью уплотнения и разуплотнения этих пород, проявляющейся в процессе погружения и зависящей непосредственно от минерального и гранулометрического составов пород, а также от их структурно-текстурных особенностей.

Представляет интерес изменение минерального состава глини-экранов и глинистой фракции коллекторов, направленности их катагенетического преобразования.

Осадки неогена западного и восточного шельфов накапливались в едином бассейне, но в различных тектонических и климатических зонах при участии различных источников сноса. Это основная причина существования отличительных особенностей рассматриваемых отложений.

Глины и глинистая фракция других типов пород среднеплиоценовых отложений обоих шельфов полиминеральны, с одинаковой ассоциацией породообразующих глинистых минералов (гидрослюда-Г, монтмориллонит-М, каолинит-К), которые количественно изменяются на западном шельфе от Апшеронского архипелага к Бакинскому и более существенно от восточного шельфа к западному. Кроме того, тенденция изменения с глубиной зависит от рассматриваемой области.

Так, в отложениях Бакинского архипелага (2—7 км) количество монтмо-

риллонита сравнительно велико. Однако наблюдается уменьшение его с глубиной от 60 до 28 %, гидрослюда от 45 до 28 %, наряду с увеличением других жестких минералов — каолинита от 10 до 34 % и хлорита от 5 до 7 %, а также смешаннослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового и хлорит-монтмориллонитового составов. В породах Апшеронского архипелага содержание каолинита 39—20 % уменьшается с глубиной, а гидрослюда — увеличивается до 30—45 %, при этом количество монтмориллонита небольшое и остается стабильным 20—25 %. Смешаннослойных минералов гидрослюдисто-монтмориллонитового состава всего 5—15 %. Тонкодисперсная фракция глин и других типов пород на восточном шельфе Южного Каспия характеризуется преобладанием гидрослюда 50—60 %, которой подчинены монтмориллонит (следы — 17 %), каолинит 10—25 %, хлорит 5—10 %. Присутствуют гидрослюдисто-хлоритовые, монтмориллонит-гидрослюдистые и вермикулит-монтмориллонитовые смешаннослойные минералы 5—10 %.

Минеральный состав глин Нижнекуринской депрессии специфичен. Монтмориллонит присутствует в значительном количестве и с глубиной уменьшается до 55—25 %, содержание гидрослюда увеличивается от 30 до 45 %, а каолинита почти стабильно по всему разрезу 10—15 %.

Характерно, что минеральный состав более древних глинистых отложений палеогена (банка Ливанова — Восточный шельф ЮК), по материалам выбросов грязевых вулканов [3], почти идентичен таковому в плиоценовых глинах: М—5—15 %; Г—55—65 %; К—45—30 %. Минеральный состав олигоцен-нижнемиоценовых глин (Агзыбир в Нижнекуринской депрессии) почти не отличается от такового в плиоцене: Г—20—40 %; М—40—60 %; К—20 %. Следовательно, с глубиной степень катagenетической преобразованности почти не увеличивается.

Таким образом, количественное отличие глинистых минералов связано с качественным различием питающих провинций, снабжающих обломочным материалом восточный и западный шельф и уже в связи с этим различной интенсивностью постседиментационных изменений.

Основными источниками сноса при формировании плиоценовых отложений западного шельфа явились Большой и Малый Кавказ, Талышские горы. Значительно развиты в названных питающих провинциях обломки вулканогенных пород мезозойского и кайнозойского возрастов, что и определило большое содержание монтмориллонита в них. Вулканическая природа исходного материала, характерная для Южно-Каспийской впадины — Бакинский архипелаг, — уникальная сохранность разбухающих минералов на столь больших глубинах (6 км). Исследователи отмечают, что в низкозарядном диоктаэдрическом монтмориллоните вулканического происхождения при насыщении калием необратимого сжатия решетки этого минерала не происходит, т.е. он не трансформируется.

На восточном шельфе формирование этих отложений связано с материалом сноса Копетдага, Малого и Большого Балхана, Куба-Дага и др., где присутствует большое количество мусковита, биотита, измененных плагиоклазов более кислого состава, за счет чего и образовалась гидрослюда. Таким образом, различные исходные продукты, как было установлено, создают и разные условия для протекания вторичных процессов. Большая погруженность пород, наряду со спецификой первичного минералосодержания, обуславливает в разрезах и несколько большую трансформацию глинистых минералов, которая прослеживается в шлифах и на фотоснимках образцов глин, сделанных на растровом электронном микроскопе. Причем с глубиной в изученных разрезах наблюдается увеличение именно жестких их разновидностей, которые в большом количестве придают породе хрупкость и способствуют образованию локальной микротрещиноватости как продольной, так и поперечной. Как правило, это проявляется глубже, в глинистых литотипах палеогенового возраста Юго-Восточного Гобустана и Нижнекуринской депрессии. Известно, что отличительной особенностью глинистых коллекторов нефти [2] является их минеральный состав, в основном представленный жесткими глинистыми минералами (хлорит, гидрослюда, каолинит). Это, как мы видим, характерно и для глубоководных отложений ЮКВ. Минералогический фактор аутигенное гли-

нистое минералообразование, оказывающий немаловажное влияние на коллекторские свойства, в рассматриваемом регионе способствует как разуплотнению, так и уменьшению порового пространства. Причем, если сравнить глины-покрышки и глины, являющиеся составной частью породы (цемент), то можно наблюдать, что в цементе песчаников происходит более раннее изменение глинистых минералов, чем в самих глинах, т.е. создается благоприятное соотношение разбухающих и жестких глинистых минералов за счет опережающей трансформации в коллекторах по сравнению с экранами. Объясняется это более быстрым и активным внутрислойным растворением обломочного материала в песчаниках. Отсюда следует, что глины-экраны более заторможены в отношении развития в них вторичных процессов, и на больших глубинах эти процессы ускоряют именно глубинные факторы (температура, давление и возраст). Возникновению хрупких деформаций практически во всех литологических разностях способствуют структурно-минералогический и тектонический факторы. Из наших исследований преобразования структур порового пространства, анализа данных удельной протяженности контактов и среднего диаметра зерен явствует, что большая интенсивность вторичных изменений наблюдается в породах, вскрытых около нарушений, а также на больших глубинах (см. табл. 2).

Южный Каспий отличается дифференцированностью в интенсивности прогибания как во времени, так и в пространстве; значительной блоковой раздробленностью как глубинными тектоническими разломами, так и новообразованными, проявляющимися в виде сбросов, взбросов, надвигов. Это еще одна причина неравнозначного проявления вторичных изменений рассматриваемых отложений западного и

восточного шельфов. По мнению Т. Т. Клубовой [1], именно специфика тектонического развития региона, в которой формируются будущие глинистые коллекторы, создает условия, способствующие разуплотнению окружающих пород (в данном случае глин).

Таким образом, в исследованных породах мезозойско-кайнозойского комплекса в интервале 0—9 км наблюдается залечивание пор и трещин вновь образованным аутигенным материалом и увеличение их объема раскрытости с образованием новых вместилищ. Это ведет к появлению элементов вторичных в первичных гранулярных глубокозалегающих коллекторах и способствует сохранению последних на больших глубинах. Однако при этом тип коллекторов будет изменяться от порового к порово-трещинному и трещинно-кавернозному. Выяснена возможность обнаружения глинистых коллекторов. Исследования вторичных изменений глубокозалегающих глин указывают на вероятность обнаружения в них коллекторов Апшероно-Прибалханской тектонической зоны.

Изучение коллекторских свойств и общей направленности вторичных изменений с учетом глубины и длительности погружения подтверждает возможность вскрытия глубокозалегающих глинистых коллекторов трещинно-кавернового типа, т.е. существует вероятность качественного изменения пород в ассоциации экран—коллектор с глубиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клубова Т. Т. Глинистые коллекторы нефти и газа.— М.: Недра, 1988.
2. Хеиров М. Б., Алиев А. А., Сафаров О. Б. Минералогический состав глинистых пород — продуктов извержения грязевых вулканов//Изв. АН АзССР. 1989, № 1. С. 7—13.
3. Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г. Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах.— М.: Недра, 1987.

Принята редколлегией 16 марта 1990 г.

Низкометаморфизованные угли Ленского бассейна — сырье для производства синтетических жидких видов топлива

Г. К. ХРУСТАЛЕВА (ВНИГРИУголь)

Основой создания в СССР промышленности синтетического жидкого топлива (СЖТ) из твердых горючих ископаемых в первую очередь могут служить ресурсы низкометаморфизованных углей, существенная доля которых находится за пределами Урала — в Сибири и на Дальнем Востоке. В частности, несомненный интерес представляют ресурсы таких углей в Якутии (Ленский бассейн). Известно, что они используются в энергетике, и привлечение их для получения технологического сырья расширит сферу рационального и эффективного использования углей в народном хозяйстве этого региона.

Объектом наших исследований были бурые (ЗБ) угли пластов Нижний, Верхний, Рудничный, VIII, IX—X—XI, XII, XIII, XIV—XV, XV Хапчагайского, Кангаласского месторождений и длиннопламенные — месторождения Джебарики-Хая (пласты Первый или d_{10} , Второй или d_9 , Первый + Второй). Необходимо было решить вопрос о возможном целенаправленном применении углей для получения кроме энергетического жидкого топлива. При этом пригодность исследуемых углей с этой целью оценивались по: выбору показателей ожижения (результатам отечественных и зарубежных разработок в этой области с акцентом на параметры качества углей, определяемые в ходе геологоразведочных работ); установлению и анализу предельных и средних значений показателей качества углей; прогнозу качественной модели переработки углей и экспериментального лабораторного ожижения углей.

Штуфные и преимущественно пластовые пробы углей месторождений были подвергнуты каталитической деструктивной гидрогенизации и суперкритическому растворению, а также комплексному изучению, включающему углепетрографические, углехимические, физико-химические (рентгенографические, термографические, спектральные) исследования.

При анализе результатов исследований мы исходили из единого научного принципа оценки пригодности угольного сырья для ожижения, обусловленного их вещественным составом, качеством и свойствами, генезисом (восстановленность, окисленность, метаморфизм) и молекулярно-структурными характеристиками. В настоящее время установлены критерии (показатели) оптимизации параметров исходного сырья для ожижения, среди которых первостепенное значение имеют минералого-петрографические, химические и структурно-химические [1—8, 10—13].

Петрографический состав — одна из основных характеристик, которая учитывается при формировании сырьевой базы химической переработки углей. В число показателей, определяющих эффективность процесса, входит показатель отражения витринита.

Угли пластов Кангаласского и Хапчагайского месторождений преимущественно представлены гелитами и гелититами (рис. 1, 2). Структура основных мацералов группы витринита — атритовая. Это позволяет говорить о широком распространении атритогелитов и атритогелититов. В них в качестве второстепенных компонентов присутствуют мацералы групп инертинита и липтинита, причем наиболее изменчиво содержание последних. В угольных пластах XII, IX—X—XI, VIII, Верхний встречены прослои фюзититов, из-за чего сумма мацералов групп витринита и липтинита $\Sigma(Vt+L)$ варьирует как по мощности угольного пласта, так и площади его распространения. Однако преобладают значения, равные или более 80 %.

В углях пластов XV, XV—XIV, XIII Хапчагайского месторождения $\Sigma(Vt+L)$ составляет 98,7—100 %. Наиболее изменчива она в углях пластов VIII, IX—X—XI (Кангаласское месторождение) и Верхний (Хапчагайское месторождение).

По петрографическому составу угли опробованных залежей месторождения

Джебарики-Хая неоднородны (рис. 3). Угольный пласт Первый (d_{10}) сложен преимущественно гелититами (Vt — 52—67,3%) с прослоями гелитов (Vt — 78—94,8%). На участке 1 встречены прослои фюзинит-резитита (L — 54—65,5%). Мацералы группы липтинита (споринит, резинит, кутинит) в углях значительно варьируют: на участке 1 — от 1,7 до 65,5%, а на участке 2 — от 2,6 до 19,8%. Таким образом, $\Sigma(Vt+L)$ в углях изменчива как по разрезу пласта, так и площади его распространения, составляя 59,8—96,5%.

Угольный пласт Второй (d_9) более однородный по петрографическому составу. Он представлен гелититами с различным количеством фюзинита, мацералами группы липтинита и различной структурой мацералов группы витринита. В них выделяются прослои гелититов и микстогумитов (участок 2). Однако по мощности залежи и ее латерали заметно изменение $\Sigma(Vt+L)$: от 60 до 98,2% при преобладающей величине более 80%.

Замеры показателя отражения витринита в углях исследуемых пластов месторождений подтвердили принадлежность углей к отнесенным технологическим группам, с одной стороны, а с другой — показали, что величина R_o сравнительно стабильна для углей конкретного пласта на месторождении, хотя имеются исключения из этой закономерности (например, на месторождении Джебарики-Хая, где R_o варьирует от 0,49 до 0,61).

Таким образом, по величинам $\Sigma(Vt+L)$, ΣOK и R_o угли представляют интерес как сырье для ожижения, несмотря на то, что петрографический состав углей не отличается постоянством и изменяется как по мощности, так и по площади распространения угольного пласта.

Переходя к анализу данных по качеству исследуемых углей, отметим, что на различных участках месторождений свойства углей идентичны. Так, по данным «Дальвостуглеразведка», угли Кангаласского месторождения характеризуются следующими показателями: A^d — 9—25% (в среднем 15%); W_{max}^d — 24—34% (в среднем 28%); S_t^d — 0,2—0,4%; V_{daf}^d — 44—55% (в среднем 50%); Q_{60}^d — 26,9—30 МДж/кг; $(HA)_i^{daf}$ — 14—60% (в среднем 30%); Co^{daf} — 64—73% (в среднем 72%); Ho^{daf} — 4—6%; $(N+O)_{daf}$ — 20—30%

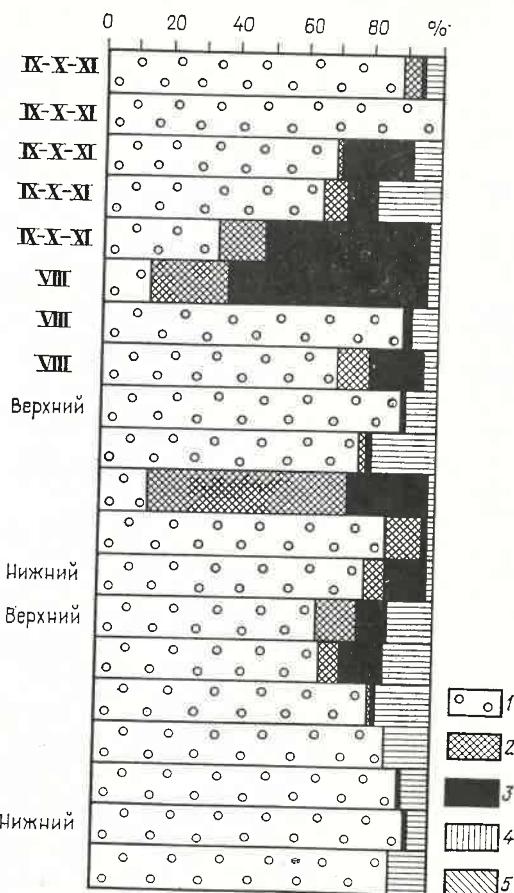


Рис. 1. Петрографический состав углей Кангаласского месторождения:

1 — витринит, Vt ; 2 — семивитринит, Sv ; 3 — инертинит, I ; 4 — липинит, L ; 5 — альгинит, Alg

(в среднем 23%). Наименее зольные угли здесь слагают пласты Нижний, Верхний (участок Восточный), IX—XI (участок Западный), Мощный, Тулагинский, Верхний + Нижний (поисковый участок). На Хапчагайском месторождении угли аналогичные по значениям перечисленных показателей качества. Наименьшей зольностью отличаются угли пластов Новый, X, XI, XII, XIII. В малозольных углях месторождений показатель A^d составляет 10—12%. Какой-либо закономерности в приуроченности зон с $A^d \leq 12\%$ и $A^d > 12\%$ в пределах площади пластов не установлено. Рассчитанный нами водородно-углеродный индекс этих углей колеблется от 0,68 до 0,97 с отчетливым преобладанием значений более 0,8.

По нашим данным (см. табл. 4), наименее зольные угли ($A^d \approx 9\%$) слагают пласты IX—XI; зольность углей пластов VIII, Рудничный, Верхний со-

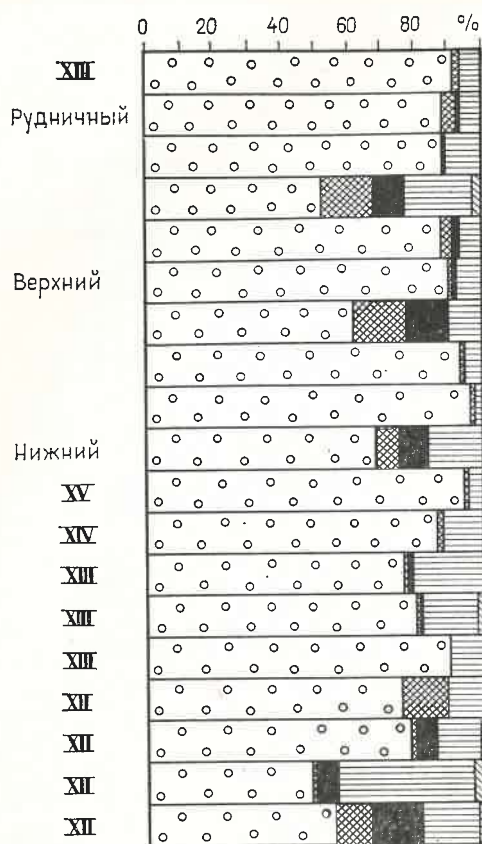


Рис. 2. Петрографический состав углей Хапчагайского месторождения:
услов. обозн. см. рис. 1

ставляет 12—15%. Угли пласта Нижний наиболее зольные ($A^d > 16\%$). Причем по латерали залежи зольность углей таких пластов как VIII, Рудничный колеблется незначительно (различие в 1—0,5%). Угли малосернистые ($S_t^d < 1\%$) с выходом летучих веществ более 45% и водородно-углеродным индексом более 0,8. Угли пластов d_9 и d_{10} месторождения Джебарик-Хая (участки 1, 2), судя по значениям показателей A^d , S_t^d , V^{daf} , C^{daf} , H^{daf} , H/C (см. табл. 4), также могут быть объектом технологического использования.

Таким образом, по этим показателям угли месторождений могут применяться для переработки в жидкое топливо.

Известно влияние химического состава золы углей и содержания редких элементов на процессы ожижения [1, 2, 11]. По данным углепетрографических исследований, минеральная часть исследованных углей преимущественно представлена кварцем и карбонатами.

Рентгенография проб угля Хапчагайского месторождения показала присутствие в виде примеси, кроме кварца и карбонатов (преимущественно кальцит, реже доломит, сидерит), каолинита, в меньшем количестве гидрослюда, монтмориллонита, эпизодически гематита, полевого шпата, гипса, магнетита.

Состав зол углей анализировался, прежде всего, с позиций оценки величин оксидов каталитического и противоположного действия на процессы ожижения угля. Оптимальными для процесса гидрогенизации являются значения рассматриваемых показателей менее 3% и более единицы (табл. 1). По сумме щелочных оксидов они представляют интерес как сырье для ожижения, но показатель каталитического действия оксидов не у всех благоприятный для проведения этого процесса.

Для подтверждения пригодности углей для ожижения были проведены экспериментальные исследования: каталитическая деструктивная гидрогенизация и суперкритическое растворение углей.

Анализируя результаты гидрогенизации углей (табл. 2), можно видеть, что по конверсии органической массы угля (ОМУ), выходу жидких продуктов ($K_{ж}$) исследуемые угли близки к канско-ачинским. Заметно некоторое отличие степени превращения ОМУ ($K_{ому}$) от выхода $K_{ж}$ углей различных пластов и вариаций этих величин внутри каждого пласта, особенно $K_{ж}$ (коэффициент дисперсии 4,3 и 11,75 соответственно). Однако показатели гидрогенизации высокие ($K_{ому} = 73,9 \div 91\%$; $K_{ж} = 53,8—83,7\%$), что подтверждает прогноз пригодности углей для ожижения.

В поисках причин вариаций величин $K_{ому}$ и $K_{ж}$ выполнена множественная корреляция этих величин с W^a , A^d , S_t^d , V^{daf} , R_2O и K_o . Получены следующие результаты: по величине коэффициента дисперсии наиболее существенные изменения характерны для A^d и S_t^d ; коэффициенты парной и множественной корреляции между рассматриваемыми величинами, кроме R_2O и K_o , ниже уровня значимости менее 0,3; нелинейный характер связи устанавливается между $K_{ому}$ и S_t^d , близкий к линейному — между $K_{ому}$ и R_2O , K_o ; параболой описывается связь между $K_{ж}$ и W^a , A^d , R_2O , K_o ; максимум $K_{ому}$ до-

стигается при $S_t^d=0,2\div 0,25$; $R_2O=0,7\div 1,15$; $K_o=2,75$; наибольший выход жидких продуктов обеспечен при $W^a=9\div 11\%$, $A^d=12\div 16\%$, $R_2O=2,75\%$, $K_o=0,7\div 0,9$.

Таким образом, значимым фактором, влияющим на величину выхода жидких продуктов и степень конверсии органической массы углей, имеющих благоприятные вещественно-генетические показатели для ожижения, является химический состав золы.

Результаты суперкритического растворения углей (табл. 3) показывают, что способность углей рассматриваемых месторождений к такому растворению различная (самая низкая — у углей месторождения Джебарики-Хая). Угли одноименных пластов Кангаласского и Хапчагайского месторождений по-разному растворяются, причем у углей Хапчагайского месторождения (пласты Рудничный, Верхний, Нижний) степень растворимости выше. При этом зольность углей (см. табл. 3) не влияет на различную их способность к суперкритическому растворению. Об этом свидетельствует коэффициент корреляции между A^d и количеством продуктов суперкритического растворения (CP^{daf}), равный 0,33. С целью определения влияния факторов на процесс ожижения углей в суперкритических условиях изучен характер связи между CP^{daf} и показателями углей: A^d , V^{daf} , R_o , $H/C_{ат}$, R_2O , K_o . Коэффициент множественной корреляции (равный 0,66) доказывает совокупное влияние всех перечисленных признаков. Наиболее существенная связь CP^{daf} с V^{daf} ($r\approx 0,5$) и R_o ($r=-0,63$). Ни зольность, ни состав золы не имеют достоверной связи с CP^{daf} .

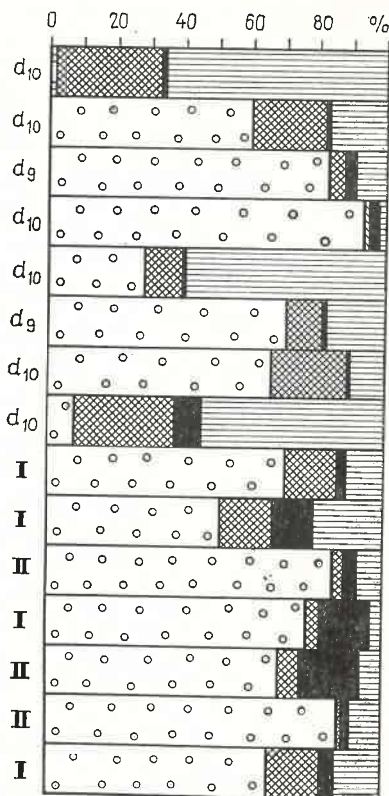


Рис. 3. Петрографический состав углей месторождения Джебарики-Хая:

услов. обозн. см. рис. 1

Учитывая характер связи между рассматриваемыми величинами, представляется возможным прогнозировать CP^{daf} для рассматриваемых углей, используя формулу

$$CP^{daf} = 56,57 + 0,48 A^d -$$

$$- 0,05 V^{daf} - 5,76 (10 R_o) -$$

$$- 0,66 (10 \cdot H/C).$$

На процесс ожижения углей в суперкритических условиях оказывают влия-

1. Показатели, характеризующие химический состав золы углей

Месторождение	Пласт			
	$R_2O = Na_2O + K_2O, \%$		K_o^{**}	
	<3	>3<6	>1<2	<1
Хапчагайское	VIII, Рудничный, Верхний, Нижний, X—XI, Верхний + Нижний	Рудничный *	X—XI, VIII *, Рудничный	VIII, Рудничный, Верхний, Нижний
Кангаласское	IX—X—XI Нижний	VIII, Верхний *	IX—X—XI, VIII	Верхний, Нижний
Джебарики-Хая	d ₉ , d ₁₀ , Первый + Второй	Верхний	—	Верхний, d ₉ , d ₁₀ , Первый + Второй

* По отдельным пластопересечениям.

** См. табл. 4.

2. Характеристика и результаты гидрогенизации угля в среде CO и H₂O

Проба	Месторождение, пласт	Выход жидких продуктов на ОМУ	Общая конверсия ОМУ, %	Состав газовой фазы, %						
				H ₂	CH ₄	CO	C ₂ H ₆	CO ₂	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀
1674/2 П	Кангаласское, Верхний	78,38	88,13	45,19	1,51	11,99	0,18	40,75	0,28	0,09
1674/1 П	"	83,6	89,82	43,35	1,47	24,49	0,59	29,77	0,27	0,06
58	Хапчагайское, Верхний	53,81	84,3	51,59	1,41	16,18	0,23	30,32	0,21	0,04
763	"	83,68	90,18	45,97	1,06	20,15	0,3	31,84	0,24	0,08
762	"	79,75	82,79	36,49	0,84	34,21	0,53	27,65	0,23	0,08
58	Нижний	66,7	84,3	35,9	0,68	39,39	—	23,8	—	0,04
765	"	72,76	84,45	41,3	0,89	32,4	0,18	25,02	0,2	—
743	"	79,78	83,27	16,27	0,57	74,37	—	8,74	0,05	—
746	"	73,35	85,56	49,23	1,24	10,91	0,46	37,81	0,27	0,08
744	"	59,76	85,76	37,41	2,88	32,48	0,42	26,45	0,28	0,09
58	Хапчагайское, Рудничный	76,58	84,46	33,24	0,88	46,94	0,39	18,43	0,13	—
57	"	77,43	79,55	—	—	—	—	—	—	—
713	"	77,03	89,57	45,49	0,88	15,4	0,27	37,79	0,17	—
756	"	55,4	83,75	48,22	1,27	10,76	—	39	0,25	0,25
753	"	76,07	90,96	51,84	1,68	15,99	0,57	29,64	0,23	0,04
750	"	66,96	73,89	20	1,45	62,26	0,36	15,75	0,18	—
58	VIII	74,14	88,39	45,63	1,17	25,61	0,36	26,99	0,20	0,03
57	"	69	83,14	40,27	0,91	29,97	0,76	27,79	0,22	0,08
708	"	80,41	85,08	42,83	2,33	2,4	0,66	29,78	0,29	0,09
709	"	78,88	80,03	43,99	0,79	17,28	0,78	36,9	0,19	0,07
748	"	59,6	85,82	44,86	0,63	24,09	0,22	30,05	0,15	—
57	Верхний + Нижний	62,95	79,62	37,15	0,86	45,41	0,61	15,82	0,14	—
714	"	69,08	85,29	27,38	2,13	38,21	0,42	31,54	0,24	0,07
715	"	77,16	86,23	47,78	0,69	12,98	0,27	38,02	0,19	0,08
716	"	62,39	87,72	49,93	0,92	13,58	0,7	34,56	0,23	0,08
57/X—XI	Хапчагайское, X—XI	68,93	84,08	45,99	1,05	24,33	0,49	27,68	0,23	0,23
723	"	71,38	82,07	38,52	0,8	36,95	—	23,52	0,18	0,03
724	"	82,13	85,39	70,45	4,15	20,15	1,23	3,57	0,37	0,11
730	"	59	86,44	47,38	1,6	17,71	0,54	32,42	0,25	0,09
10	Джебарики-Хая, d ₁₀	84,39	—	24,53	0,64	60,99	—	13,69	0,15	—
9	d ₉	64,76	83,44	24,71	0,78	58,65	0,2	15,5	0,17	—

Примечание. Автоклав 0,5 л; T — 425 °C; P_{нач} — 4 МПа; время 90 мин; катализатор СТК—I—I; растворитель — тетралин (исследования выполнены в институте углей и органического синтеза, г. Караганда).

ние петрографический состав угля (соотношение витринита с фюзинитом), минеральный состав минеральной части и фракционный состав угля [8, 9]. Неоднозначность этих характеристик у углей различных месторождений и пластов, а также в пределах одноименного пласта обуславливает вариации величин общей конверсии органической массы угля.

У исследованных углей величины CP^{daf} сравнимы с данными, полученными при суперкритическом растворении витринитов назаровских и бородинских углей: выход жидких продуктов соответственно составляет 26,7—28,9 и 29,3 %, при общей конверсии 30,1—39 %.

Результаты исследований (табл. 4) позволили сделать следующие выводы:

1. По комплексу выявленных генетических признаков, значениям показателей качества и результатам экспериментальных работ по ожижению рассматриваемых углей на данной стадии исследований обоснована принципиальная возможность их использования в качестве сырья для производства СЖТ.

2. Угли пластов X—XI (Хапчагайское месторождение) и IX—X—XI (Кангаласское месторождение) наиболее полно отвечают современным представлениям о пригодности угольного сырья для ожижения.

3. Угли других рабочих пластов этих месторождений также пригодны для ожижения, хотя значения некоторых показателей (A^d , K_o) незначительно отличаются от оптимальных.

4. Положительные результаты, полученные при прогнозной оценке пригодности углей для производства СЖТ, являются основанием для продолжения и углубления исследований этих углей в плане полупромышленных испытаний по предполагаемому направлению переработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние свойств угольного сырья на гидроожигение//Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. Зарубежный опыт. 1987. Вып. 2. С. 1—3.
2. Еремин И. В., Жарова М. Н., Цикарев Д. А. Угли как сырье для производства синтетического жидкого топлива: Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых.— М.: ВИЭМС, 1986.
3. Еремин И. В., Жарова М. Н. Угли как сырье для производства обогащенных твердых, жидких и газообразных топлив//Химия тв. топлива, 1985. № 6. С. 3—9.
4. Коробков В. Ю., Григорьева Е. Н., Калечиц И. В. Исследование и первые результаты изучения фундаментальных зависимостей реакционной способности углей от их химического строения на примерах модельных соединений и в целях интенсификации процессов переработки углей//Создание высокоэффективных процессов переработки и использования твердых горючих ископаемых, получение альтернативных моторных топлив и нефтехимических продуктов из угля. Донецк, 1989. С. 69.
5. О влиянии петрографического состава углей на их гидрогенизацию//Н. И. Артемова, Л. И. Касаточкина, В. Р. Чижевская и др.//Химия тв. топлива. 1989. № 4. С. 75—79.
6. Применение углепетрографии для контроля за процессом каталитической гидрогенизации углей//Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. Зарубежный опыт. 1989. Вып. 8. С. 7—11.
7. Петрографические микрокомпоненты углей, их свойства и превращения в некоторых процессах переработки//Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. Зарубежный опыт. 1989. Вып. 7. С. 1—4.
8. Структурно-химический показатель оценки пригодности угля к гидрогенизации//Е. А. Григорьева, Е. Б. Лесникова, Н. И. Артемова и др.//Химия тв. топлива, 1989. № 3. С. 7—11.
9. Успенский А. С., Горохова З. В. Влияние нативной минеральной части бурого угля на процесс суперкритического ожигения//Создание высокоэффективных процессов переработки и использования твердых горючих ископаемых, получение альтернативных моторных топлив и нефтехимических продуктов из угля. Донецк, 1989. С. 40—41.
10. Успенский А. С., Тайшина Н. В. Влияние петрографического состава углей на степень их превращения в процессе СКР//Создание высокоэффективных процессов переработки

3. Результаты суперкритического растворения углей Якутии

Месторождение, пласт	Ad, %	Жидкие продукты + газ, %	
		Аналитическая проба	В пересчете на ad
Хапчагайское,			
VIII	15	21,8	29,2
Рудничный	11,8	28,9	37,3
Верхний	12,8	20,7	27,1
Нижний	16,4	22,1	29,5
X—XI	9,4	22,2	28,1
VIII	13,4	14	18,5
Рудничный	12,6	23,2	30,2
Верхний	13,3	28,7	37
Нижний	24,5	27,9	41,8
X—XI	8,7	26,4	33,2
VIII	13,8	26,1	33,2
Рудничный	11,5	23,7	30,3
Верхний + Нижний	12,7	26,4	33,6
Кангаласское			
IX—X—XI	8	16,2	20,8
Верхний	11	17,6	23,5
IX—X—XI	15	15	20,6
Верхний	15,6	11,4	16
"	14,6	16,9	23,3
Джебарик-Хая,			
d ₉	9,6	17,2	20,3
d ₁₀	6,7	21,8	25
"	5,8	10,2	11,7
"	8	16,1	18,9

Примечание. Автоклав 10—15 см³; растворитель — толуол; соотношение угля с толуолом 1:5; T—350 °C; скорость повышения T—5,8°/мин; время—1 ч (исследования выполнены во ВНИГРИ-уголь).

и использования твердых горючих ископаемых, получение альтернативных моторных топлив и нефтехимических продуктов из угля. Донецк, 1989. С. 38—39.

11. Уланов Н. Н. Оценка низкотемпературно-изолированных углей Южной Сибири как сырья для производства жидких топлив при проведении геологоразведочных работ//Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых. М.: ВИЭМС, 1988.
12. Цикарев Д. А., Шуляковская Л. В., Еремин И. В. Петролого-генетические признаки пригодности углей для получения синтетического жидкого топлива//Химия тв. топлива. 1989. № 2. С. 3—8.
13. The role of clay minerals and alumina-treated clay minerals in hydrogenation and pyrolysis of solvent-refined coal//A. M. Vasallo, S. A. Carthy, M. A. Wilson a. o.//Fuel Sci. and Technol. 1989. Vol. 7. N 1. P. 33—35.
14. Redlich P. Y., Jackson W. R., Larkins F. P. Studies related to the structure and reactivity of coals. Conversion characteristics of a suite of Australian Coals//Fuel Sci. and Technol. 1989. V. 68. N 2. P. 231—237.
15. Lignefaction of macerals separated from a single coal//R. A. Keogh, B. Chawla, D. Faulstich a. o.//Intern. Conf. Coal. Sci. Proc. Vol. 2. 1989. P. 683—686.

Принята редколлегией 26 ноября 1990 г.

4. Оценка пригодности углей в качестве сырья для получения синтетического жидкого топлива

Основные показатели		Показатели углей		
Перечень	Требования к значениям	Характер		
		Нижний	Верхний	Рудничный
Генетический тип	Гелиты, липоидогелиты	Преимущественно гелиты и гели		
Технологическая группа	Б, 3Б, Д, ДГ, 1Г, 2Г	3Б	3Б	3Б
$\Sigma(Vt+L)/J$, %	$\geq 80/\leq 20$	65—95	53—91	79—86
R_o , %	0,3—0,85	0,44	0,42	0,43
C^{daf}/H^{daf} , %	$(65-86)/\geq 5$	$73/\geq 5$	$73/\geq 5$	$72/\leq 5$
H/C , ат	$\geq 0,8$	$\geq 0,8$	$\geq 0,8$	$\leq 0,8$
A^d/S_t^d , %	≤ 12 не менее 1	$> 12/0,7$	$> 12/\leq 1$	$\leq 12/\leq 1$
V^{daf} , %	> 30	45—47	48—50	46—48
(Na_2O+K_2O) , %	< 3 до 6	< 3	< 3	3—6
$K_o = \frac{Fe_2O_3 + CaO + MgO + TiO_2 + SO_3}{SiO_2 + Na_2O + K_2O}$	> 1	> 1	< 1	< 1
$\frac{Co\ Ni}{Ga\ V}$	$> 0,5$	?	0,6—8	0,1—3,5
Конверсия ОМУ, %	≥ 80	84	84	84
Оценка пригодности *	++	+	+	+
		(A^d, K_o)	(A^d, K_o)	$(H, H/C, K_o)$

* Пригодно ++; пригодно, но значения основных показателей (A^d , K_o и т. д.) незначительно отличатся

УДК 550.84.013 : 553.98

© В. Н. Боровиков, 1991

Моделирование геохимических полей в связи с оценкой нефтегазоносности

В. Н. БОРОВИКОВ (ВНИИгеоинформсистем)

Принципиальной методологической основой моделирования формирования геохимических полей может служить эволюционно-генетический подход к оценке генерации, миграции и аккумуляции углеводородов (УВ) в процессе эволюции органического вещества (ОВ). Хроно-генетические принципы моделирования контролируют хронологическую реконструкцию катагенеза ОВ, что позволяет определять динамику во времени и пространстве зон генерации, миграции УВ и нефтегазоаккумуляции и в соответствии с этим оценивать перспективы нефтегазоносности территории на региональном и локальном уровнях.

Модель региональной оценки формирования геохимических полей. Логической основой оценки служат модель эволюции катагенеза органического вещества во времени и геологическом пространстве и модель эффективности генерации углеводородов. Первая из

указанных моделей может быть использована как методическая основа для изучения региональной структуры геохимических полей и их насыщенности углеводородами.

Для иллюстрации модельной оценки эволюции катагенеза органического вещества на региональном уровне приведена блок-диаграмма (рис. 1), отражающая динамику глубин зон нефтеобразования во времени. Вертикальные проекции точек вхождения в зону генерации нефти (нефтяное окно) или выхода из нее информативных реперов отражают положение в плане (по площади бассейна) зоны нефтеобразования. В зоне совпадения пространственного развития нефтегенерации по нескольким реперам стратиграфический диапазон нефтеобразования расширяется. Следовательно, как критерий оценки масштабов генерации углеводородов может быть использован индекс плотности ρ_q вертикального рас-

пластов месторождений*									
гайское			Кангаласское				Джебарики-Хая		
VIII	X—XI	Верхний- Нижний	IX—X—XI	VIII	Верхний	Нижний	Второй d ₉	Первый d ₁₀	Первый + Второй
титы с прослоями фюзититов							Гелиты	Гелититы	Гелиты
3 Б	3 Б	3 Б	3 Б	3 Б	3 Б	3 Б	Д	Д	Д
83—97	80—82	82	78—100	76—98	79—100	82—100	66—98	60—96	90—94
0,44	0,44	0,43	0,46	0,47	0,5	0,5	0,56	0,56	0,6
73/>5	73/>5	74/>5	75/<5	76/<5	74/5	74/>5	78/>5	78/>5	77/>5
>0,8	>0,8	0,9	0,74	0,73	0,81	0,83	0,82	0,88	0,79
<12/<1	<12/<1	>12/6,3	<12/0,25	12/0,2	12/0,3	>12/0,3	10/0,4	7/0,3	9/0,2
45—47	44—45	47	46	43	46—52	49—50	41	43	40
<3	<3	<3	<3	>3	>3	<3	<3	<3	3
<1	>1	>1	<1	>1	>1	<1	<1	<1	Г
3	1,25—9,5	?	0,5—3,2	21,5	1,1—11	?	?	?	4,8
88	84	80	89	92	89	92	83	—	90
+	+	++	++	+	++	+	+	+	+
(Ad)		(Ad, K ₀)		(H)		(Ad, K ₀)	(K ₀)	(K ₀)	(K ₀)

ются от требуемых +.

пределения генерирующих свит в осадочном разрезе.

Для модельной оценки эффективности генерации углеводородов на региональном уровне построена блок-диаграмма (рис. 2). Пересечение кривых эволюции катагенеза органического вещества с граничными линиями начала или завершения нефтеобразования определяет время вхождения репера в зону нефтеобразования или выхода из нее. Вертикальные проекции этих точек соответствуют значениям изохрон, отражающих равные интервалы времени качественной трансформации органического вещества.

Диаграммы эволюции катагенеза органического вещества позволяют оценить качественно новый показатель масштабов преобразования органического вещества — эффективность генерации углеводородов относительно основных фаз орогенеза. Он определяется на основе хронологической корреляции времени начала нефтеобразования в информативных реперах с главными фазами орогенеза. Зона эффективного нефтеобразования выделяется в пределах развития изохрон со значениями, меньшими, чем время завершения последнего орогенеза. В итоге оценки эффективности генерации угле-

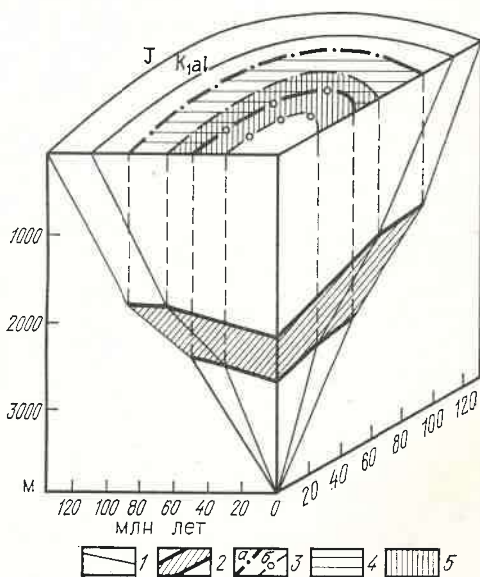


Рис. 1. Модель региональной оценки эволюции катагенеза ОВ во времени и геологическом пространстве:

1 — кривая прогибания; 2 — зона нефтеобразования; 3 — линии равных значений катагенеза органического вещества, адекватные: а — началу генерации нефти, б — завершению генерации нефти; 4 — область нефтеобразования по кровле юрских отложений, 5 — то же, по кровле альбских отложений

водородов определяются индексы плотности вертикального распределения комплексов эффективной генерации ρ_{ef} в осадочном разрезе.

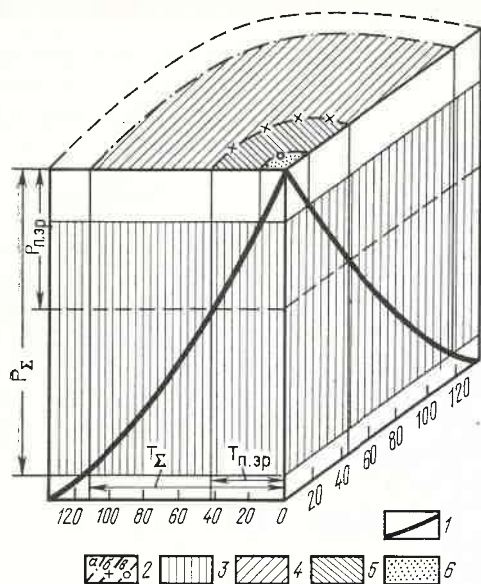


Рис. 2. Модель оценки эффективности генерации УВ:

1 — кривая эволюции катагенеза ОБ для верхнеюрских отложений; 2 — изохроны по кровле юры, адекватные: а — началу генерации нефти, б — концу альпийского орогенеза, в — завершению нефтеобразования; зоны: 3 — генерации нефти, 4 — неэффективного нефтеобразования, 5 — эффективного нефтеобразования, 6 — конденсата и сухого газа

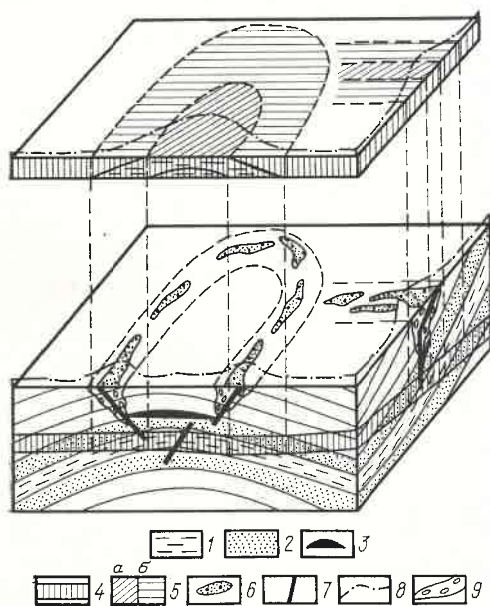


Рис. 3. Статическая модель формирования локальных геохимических полей:

1 — горизонт, обогащенный ОБ; 2 — песчаный горизонт с низким содержанием ОБ; 3 — залежь УВ; 4 — нефтяное окно; 5 — геохимическое поле в продуктивном комплексе нормальной (а) и ослабленной (б) интенсивности; 6 — приповерхностное геохимическое поле; 7 — разрывные нарушения; 8 — кумулятивная кривая содержания УВ; 9 — фронт миграции УВ

На основе комплексной оценки моделирования эволюции катагенеза органического вещества и эффективности генерации углеводородов проводится реконструкция генерации, миграции углеводородов и распределения во времени зон нефтегазоаккумуляции, что позволяет оценить перспективы нефтегазоносности региона. С этой целью совмещаются в плане участки распределения ρ_q (модель 1) и ρ_{ef} (модель 2) и делается вывод о перспективах нефтегазоносности по индексу генерации углеводородов $I_q = \rho_{ef}/\rho_q$, равному 1 — 0,75 — для высокоперспективной, 0,75 — 0,5 — для перспективной, 0,5 — 0,25 — для малоперспективной и менее 0,25 — для бесперспективной зон.

Модель локальной оценки формирования геохимических полей. Такое моделирование позволяет оценить локальную генетическую структуру геохимических полей (рис. 3). Локальная структура геохимических полей продуктивного комплекса определяется характером сопряжения нефтяного окна с горизонтом, обогащенным органическим веществом: сопряжение антиклинального типа обуславливает субкольцевую структуру поля, а моноклиналичного — сублинейную, что коррелируется с ранее установленной аналогичной зависимостью структуры приповерхностного поля от характера эрозионного среза*.

Особенности распределения интенсивности УВ-насыщения геохимических полей позволяет выделить два принципиально возможных типа полей — нормальное и ослабленное, обусловленные соответственно полным или сокращенным объемом сопряжения нефтяного окна с горизонтом, обогащенным органическим веществом. Указанные особенности структуры локального поля и его насыщенности углеводородами справедливы для статической модели (см. рис. 3). Взаимодействие геохимических полей на локальном уровне оценки отражает динамическая модель, которая позволяет учесть их взаимное влияние во времени.

Обработка фактического материала по рассмотренным логическим моде-

* Геохимические и геофизические предпосылки прогнозирования типа ловушек нефти и газа/В. Н. Боровиков, В. А. Губин, С. Л. Зубайраев и др./Сов. геология. 1983. № 7. С. 19—28.

лям формирования геохимических полей на локальном уровне позволяет выявлять перспективные поисковые объекты.

Принципы математического обеспечения моделирования. Моделирование геохимической обстановки продуктивной части разреза и разработка принципов математического обеспечения его компьютеризации успешно развиваются ведущими зарубежными фирмами. Так, во Французском институте нефти с начала 80-х годов созданы и применяются для экспрессной оценки нефтегазоносности различных регионов мира модели BACKSTRIPPING, MATOIL, OPTIM, THEMISED, ESTIMAT и другие, базирующиеся на скважинной и профильной технологиях изучения геосреды. Однако решение аналогичных задач для оценки механизма формирования геополей надпродуктивного комплекса затрудняется недостаточной разработанностью специализированной методологии, что и определяет актуальность проблемы локального моделирования.

Математическое обеспечение программы моделирования геохимических полей базируется на принципиально новых возможностях экспрессного и системного решения традиционных задач. Предлагаемая программа «Интеграция» имеет постановочный характер. Цель ее — создание логической и методологической основы компьютеризации процесса моделирования. В основе данной разработки лежит представление о динамике геосистемы органическое вещество — УВ-аномалия в процессе эволюции ОБ, что обуславливает генетическую связь геохимической обстановки в продуктивной и непродуктивных частях разреза. Геохимические поля надпродуктивного комплекса формируются как следствие интегрального эффекта взаимодействия полей продуктивной части разреза в течение всего цикла преобразования ОБ, что и определило методологические принципы функционирования программы «Интеграция». Математическая программа «Интеграция» УВ-потока базируется на реконструкции параметров геохимического поля на разных этапах эволюции ОБ. Технологической основой программы служит нормирование УВ-насыщенности надпродуктивного разреза по индексу УВ-насыщения I_n , определяемому по трем модулям по формуле

$$I_n = K_n T_n R \cdot 10^{-6},$$

где K_n — модуль интенсивности УВ-насыщения надпродуктивного комплекса, %; T_n — модуль длительности УВ-насыщения, %; R — модуль раскрытости надпродуктивного разреза, %.

Модули интенсивности и длительности УВ-насыщения оцениваются для разных этапов эволюции системы органическое вещество — геохимическое поле по всем УВ-генерирующим комплексам. Хронологическими рубежами коррекции модулей УВ-насыщения служат этапы перестройки геолого-геохимической обстановки.

При оценке геохимических полей продуктивного комплекса такими рубежами являются фазы орогенеза, а применительно к решаемой задаче — оценке УВ-флуктуаций надпродуктивного разреза — основные этапы региональных размылов в надпродуктивном разрезе. Влияние хронологических рубежей коррекции проявляется в изменении структуры геохимических полей, сопровождаемом потерей УВ. В связи с этим модули УВ-насыщения оцениваются относительно основных этапов региональных размылов в данном районе по кривым эволюции показателя катагенеза ОБ для всех УВ-генерирующих комплексов. Модуль интенсивности УВ-насыщения K_n является показателем реализации генерационного потенциала и отражает отношение реализации генерационного потенциала в постэрозийный этап $P_{п.эр}$ к общей реализации генерационного потенциала P_{Σ} , т. е. $K_n = P_{п.эр} / P_{\Sigma}$, % (см. рис. 2).

Модуль длительности УВ-насыщения T_n определяется по пересечению кривой эволюции катагенеза ОБ с границей зоны нефтеобразования и хронологическим уровнем эрозии и отражает соответственно время существования установившегося потока УВ, т. е. $T_n = T_{п.эр} / T_{\Sigma}$, % (см. рис. 2). Итоговым значением модулей УВ-насыщения (K_n и T_n) служат их интегральные значения в разных точках бассейна по всем УВ-генерирующим комплексам.

Модуль раскрытости надпродуктивного разреза R отражает предпосылки реализации массопереноса и оценивается по формуле

$$R = r_s / H_s,$$

где r_s — индекс эффективности разрывных нарушений; H_s — индекс эффективности внутриформационных экра-

нов надпродуктивного комплекса; $r_a = r_a / \Sigma r$; r_a — протяженность активных разрывных нарушений (зон), км; Σr — общая протяженность всех разрывных нарушений (развитие активных разрывных нарушений оценивается по результатам геодинамических исследований); $H_3 = H_n / \Sigma H$; H_n — мощность внутриформационных экранов надпродуктивного комплекса, м; ΣH — мощность надпродуктивного комплекса.

Таким образом, модуль раскрытости R функционально обусловлен эффективностью проявления разрывных нарушений и внутриформационных экранов надпродуктивного комплекса, которую можно записать как

$$R = \frac{r_a}{\Sigma r} \cdot \frac{\Sigma H}{H_n}, \%$$

Указанные выше группы модулей УВ-насыщения являются структурной основой банка данных, позволяющего решать следующие задачи.

1. Оценка эволюции седиментации по фактору прогибания ΣV_H :

$$\Sigma V_H = \frac{\Delta V_{H1} + \Delta V_{H2} + \dots + \Delta V_{Hl}}{l},$$

где $\Delta V_{Hi} = \Delta H_i / \Delta T_i$; H — мощность интервала прогибания; T — время прогибания.

2. Оценка эволюции ОВ по фактору реализации генерационного потенциала ОВ ΣV_P :

$$\Sigma V_P = \frac{\Delta V_{P1} + \Delta V_{P2} + \dots + \Delta V_{Pl}}{l},$$

где $\Delta V_{Pi} = \Delta P_i / \Delta T_i$; P — реализация потенциала ОВ; T — время реализации потенциалов.

3. Оценка индекса УВ-насыщения I_n .

Запись исходных данных программы осуществляется в виде листингов и графически. Графически информация организуется в виде систем диаграмм прогибания и эволюции катагенеза ОВ, а также серии карт изохрон (равных значений времени существования установившегося потока УВ), изопотенциал (равных значений индекса реализации потенциала ОВ) и изосатурат (равных значений индекса УВ-насыщения).

Реализация указанных задач позволяет экспрессно проводить районирование фоновых геохимических полей и на этой основе более объективно оценивать фиксируемые аномалийные эф-

фекты, что способствует повышению эффективности нефтегазописковых геохимических исследований.

Важными направлениями практического применения исследований являются оценка специализации формирования геохимических полей на территории восточного борта Прикаспийской впадины и ее районирование по условиям их формирования.

Оценка специализации формирования геополей. Применительно к геолого-геохимическим условиям восточного борта Прикаспийской впадины установлены две принципиальные модели формирования геохимических полей — с субвертикальным соответствием и смещением в плане (И. С. Старобинец, 1989), обусловленным соответственно сквозным или сопряженным развитием каналов массопереноса УВ через внутриформационные покрывки, и региональный соленосный экран (рис. 4).

Примером субвертикального соответствия геохимических полей в плане служит обстановка месторождения Кенкияк, где установлено наличие сквозных тектонических и литологически ослабленных зон, что способствовало формированию залежей и связанных с ними УВ-аномалий в широком стратиграфическом диапазоне. Примером модели со смещением в плане вторичных скоплений УВ и связанных с ними УВ-аномалий является месторождение Жанажол, характерная особенность которого — оптимальное экранирование субвертикального пространства над первичными скоплениями, что обусловило отсутствие в надсолевом комплексе скоплений УВ и смещение в плане УВ-аномалий.

По результатам исследования внутренних регионов Восточного Прикаспия (Акжар, Каратюбе) также установлены две принципиальные модели формирования геохимических полей. Модель субвертикального соответствия УВ-аномалий и залежей характерна, как правило, для надсолевых скоплений УВ, а УВ-аномалии от подсолевых источников смещены в плане. Указанные модели смещения и соответствия геохимических полей контролируются дальностью субвертикальной миграции и характером развития каналов массопереноса УВ от залежи сквозного и сопряженного типа.

Районирование восточного борта Прикаспийской впадины по условиям

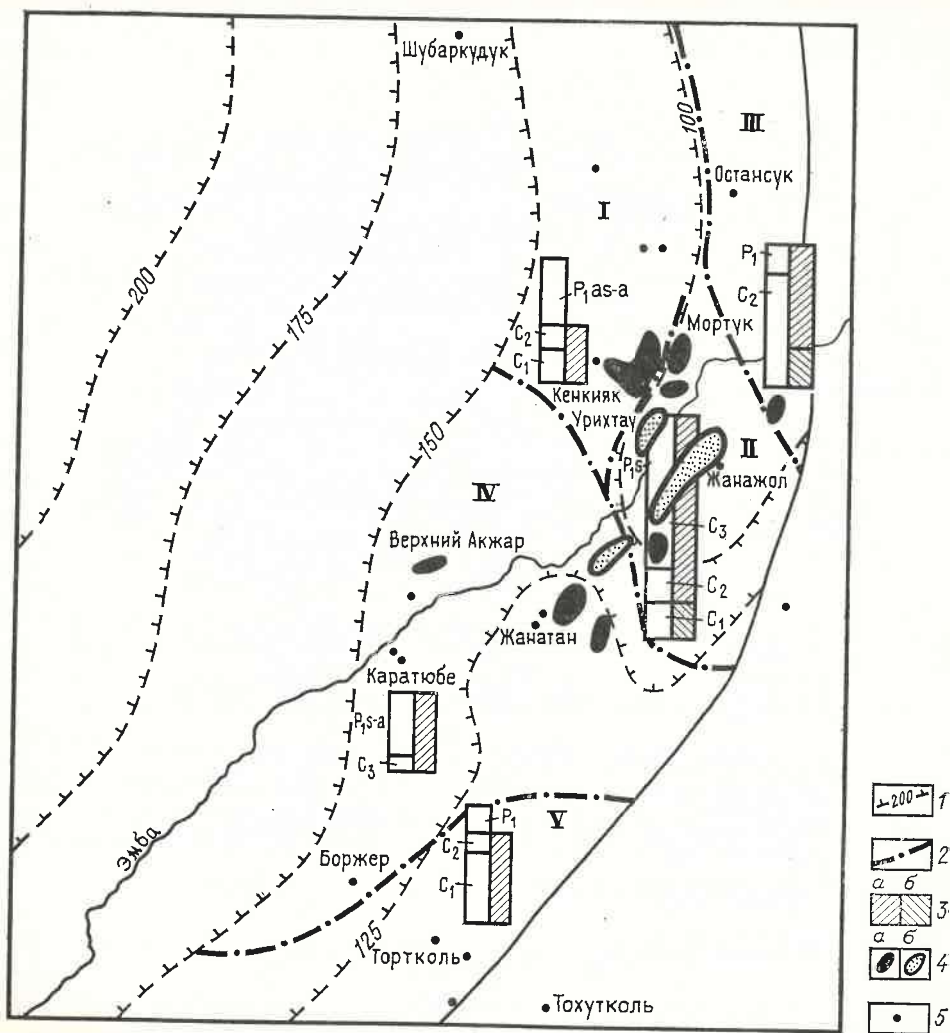


Рис. 4. Схема районирования геохимических полей восточного борта Прикаспийской впадины: 1 — палеотемпературы, °С, по кровле нижнекаменноугольных отложений (Т. П. Волков, ИГиРГИ, 1989); 2 — граница зон гетерогенных геохимических полей

(I — Кенкийская, II — Жанажольская, III — Остансукская, IV — Акжарская, V — Терескенская); 3 — интервал: а — нефтеобразования, б — газообразования; 4 — нефтяные (а) и газонефтяные (б) месторождения; 5 — глубокие скважины

формирования геополей. Анализ гетерогенных геолого-геохимических обстановок восточного борта Прикаспийской впадины позволил установить генетическую корреляцию в системе геотип—морфогенотип. Указанные системно-генетические принципы моделирования геохимических полей явились основой их районирования в пределах восточного борта Прикаспийской впадины.

Характер развития геополей на региональном уровне оценки определяется их региональной насыщенностью УВ, обусловленной, в частности, распределением степени катагенеза ОВ в подсолевых отложениях. Результаты оценки отражательной способности витринита в кровле нижнекаменноуголь-

ных отложений (данные Г. П. Волковой, 1989) свидетельствуют о наличии двух зон их аномального прогрева (по изореспленде 0,8 %) в погруженных регионах впадины от Каратыбе—Курсай—Акжар на западе до Муртук—Жанажол—на востоке. Указанные зоны аномально повышенных палеотемператур разделяются обширной зоной пониженных значений в районах Тортколь—Жанатан—Арансай. Практически это означает, что в восточной и западной аномальных зонах в процессы генерации УВ вовлечены все осадки подсолевого комплекса, а в промежуточной — лишь ниже-верхнекаменноугольные и девонские отложения. Указанные особенности развития регио-

нальных геополей с учетом особенностей разреза позволили выделить пять принципиально разных геотипов, которым соответствуют адекватные морфогенотипы геохимических полей: кенки-якский, жанажольский, остансукский, акжарский и терескенский. По характеру соотношений геополей в системе геотип—морфогенотип все указанные модификации группируются в две описанные выше принципиальные модели формирования геохимических полей—с субвертикальным соответствием и смещением в плане, обусловленные соответственно сквозным или сопряженным развитием каналов массопереноса УВ через внутриформационные покровы, и региональный солевой экран.

Указанные особенности могут служить критерием прогноза нефтегазонасности, способствовать реконструкции морфогенетической связи разновысотных геополей и на этой основе более эффективным поискам залежей УВ.

Таким образом, приведенные принципы моделирования геохимических полей на примере типизации геосреды Восточного Прикаспия открывают воз-

можности экспрессной оценки перспектив нефтегазонасности по хроногенетическим критериям моделирования. Выявление морфологической и генетической структуры геохимических полей на базе моделирования может служить основой их районирования по уровню регионального фона, что принципиально важно для объективной оценки фиксируемых аномалийных эффектов.

Предлагаемые принципы математического обеспечения моделирования создают унифицированную базу компьютеризации результатов геохимических исследований, что повысит экспрессность и эффективность нефтегазописковых работ. Результаты практического использования разработанных принципов моделирования подтвердили их логическую целесообразность. В пределах восточного борта Прикаспийской впадины выделены унифицированные модели геосреды по принципу связи геотип—морфогенотип, что явилось основой разработки оптимального комплекса специализированных геохимических показателей нефтегазонасности.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 550.93 : 546.811 (571.53)

© С. К. Губанов, В. С. Лепин,
А. И. Иванов, 1991

Возраст оловорудных проявлений Байкало-Патомского нагорья

С. К. ГУБАНОВ (ПГО «Иркутскгеология»),
В. С. ЛЕПИН (ИЗК СО АН СССР),
А. И. ИВАНОВ (ПГО «Иркутскгеология»)

В северо-западной части Байкало-Патомского нагорья установлено широкое развитие оловоносных кварц-мусковитовых метасоматитов в гранитоидах чуйско-кодарского комплекса Чуйского и Тонодского поднятий, а также наличие касситерит-кварцевого оруденения в углеродистых кварцитах михайловской свиты кевактинской серии нижнего протерозоя в Тонодском поднятии.

Оловоносные метасоматиты в гранитах приурочены к крутопадающим зонам глубинных разломов как северо-восточного, так и северо-западного простираний. Широко развиты они и

на контакте гранитоидов с кварцитами, конгломератами пурпильской свиты и метапесчаниками, плагиогнейсами, кристаллосланцами медвежьей свиты нижнего рифея в зонах надвигов и сдвига-взбросов. В углеродистых кварцитах оруденение тяготеет к крутопадающим глубинным разломам северо-восточного простирания (рис. 1). Среди средне-верхнерифейских образований подобные метасоматиты не установлены. Все это позволяет предполагать, что формирование оловорудных метасоматитов и руд происходило в раннем рифее. Наблюдается парагене-

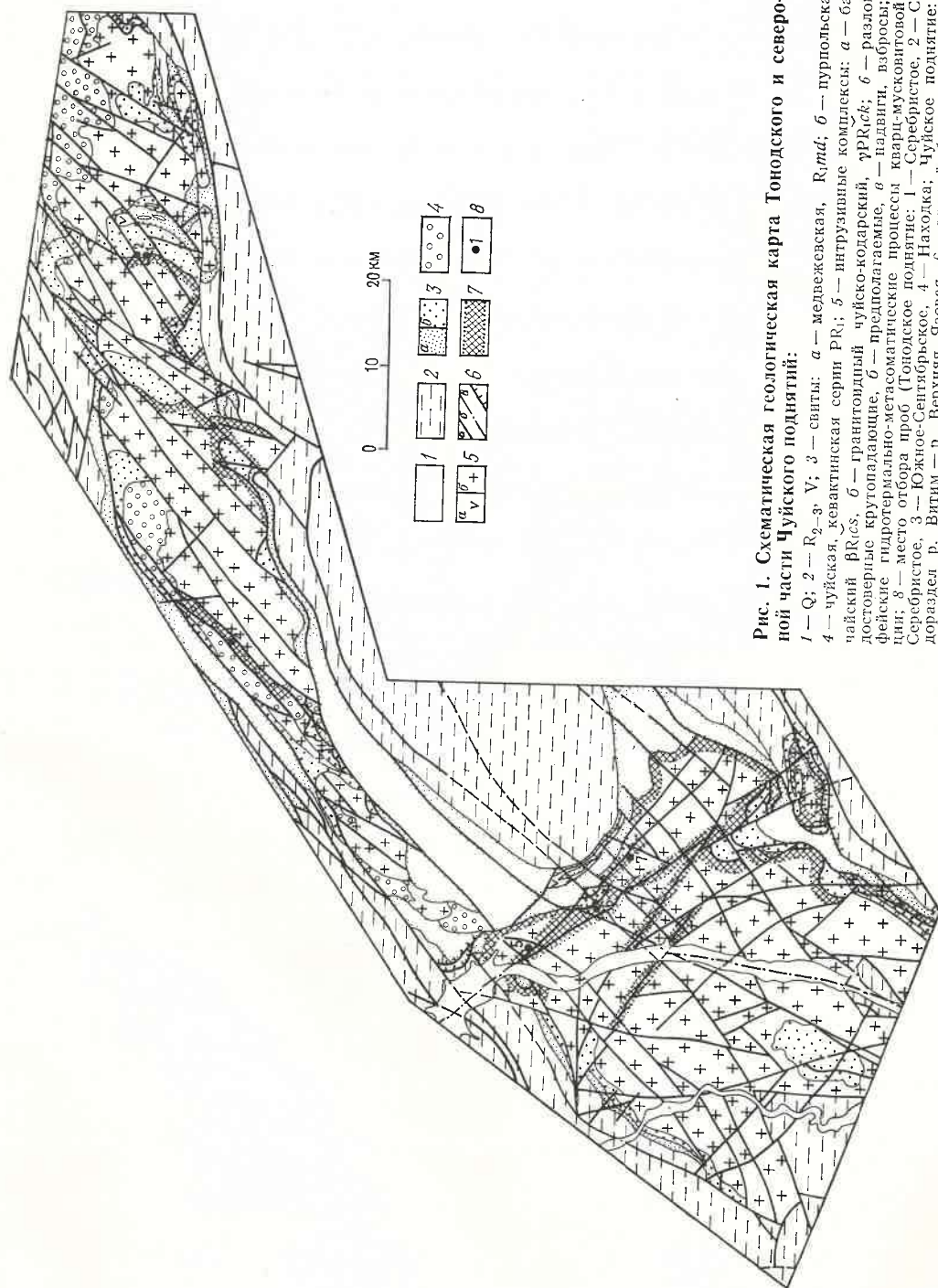


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тондодского и северо-восточной части Чуйского подъятия:

1 — Q; 2 — R₂₋₃; 3 — свиты: а — медвежская, R_{md}; б — пурпильская, R_{pp}; 4 — чуйская, кевактинская серии R₁; 5 — интрузивные комплексы: а — базитовый чайский R_{CS}, б — гранитоидный чуйско-коларский, R_{PK}; 6 — разломы: а — деструктивные крутопадающие, б — предполагаемые, в — надвиги, взбросы; 7 — рифейские гидротермально-метасоматические процессы кварц-мусковитовой формации; 8 — место отбора проб (Тондодское подъятие: 1 — Серебристое, 2 — Северное-Серебристое, 3 — Южное-Серебристое, 4 — Находка; Чуйское подъятие: 5 — водораздел р. Витим — р. Верхняя Язона, 6 — правый борт р. Витим, верховье руч. Романовский, 7 — правый борт р. Витим, верховье руч. Карауловский)

Номер п/п	Номер пробы	Рудопроявление	Породы	Этапы	Минеральный состав	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	КР-1	Находка, северо- восточный фланг рудного тела	Касситерит-мусковито- вые зеркала	Рудный	Касситерит Мусковит	2,11 243,5	2,06 105,7	2,99 6,77	0,78 0,85
2	М 3								
3	КК-19ДР	Находка, цент- ральная часть рудного тела	Слабодробленные, оквар- цованные по трещинкам касситерит-кварцевые друзы	Рудный	Касситерит Кварц	1,02 2,84	4,09 3,89	0,72 2,13	0,76 0,75
4	КВК-19ДР		Слабодробленные, ча- стично перекристаллизо- ванные касситерит-мус- ковитовые зеркала						
5	Р-2-К	Южное Сентябрь- ское	Интенсивно дробленные, перекристаллизованные касситерит-кварц-мус- ковитовые метасоматиты	Палеозойский	Касситерит Мусковит	4,15 122,5	2,15 54,03	5,68 6,69	0,84 0,88
6	Р-2-М								
7	В-6-К	Серебристое	Мусковит-кварц-турма- лин-магнетитовые мета- соматиты	Дорудный	Касситерит Кварц (мусковит- товый агрегат)	22,44 284,5	2,21 22,02	30,39 38,91	1,03 1,098
8	В-6-П								
9	Ю-1-М	Серебристое	Касситерит-кварц-турма- лин-магнетитовые мета- соматиты	Рудный	Кварц	1,67 7,38 6,35	3,94 5,78 81,83	1,26 3,82 0,23	1,00 1,04 1,17
10	Ю-1-к								
11	Ю-1-Г								
12	Р-5-1к	Сверное-Серебри- стое	Касситерит-кварцевый гидротермалит	Рудный	Кварц	25,15	3,0	25,46	1,19

Тондское поднятие

13	Мекл-59-17	Касситерит-мусковитовый слюдит		Мусковит	808,9	43,93	58,35	1,66
14	К-370М	Мусковитовый слюдит	Дорудный	Мусковит	741,3	83,89	27,74	1,55
15	К-376-15М	Кварц-мусковитовый метасоматит с голубыми блястами кварца	Палеозойский	Мусковит	288,7	31,80	27,26	1,07

Чуйское поднятие

16	52209А	Водораздел рек Витим—Верхняя Язвая	Экзоконтакт альбитизированных, мусковитизированных, хлоритизированных гранитоидов второй и третьей фазы чуйско-кодарского комплекса	Дорудный	Хлорит-мусковитовый агрегат Альбитизированный микроклин + деанортизированный плагиоклаз + кварц	235,3	286,7	2,39	0,76
17	52209ПР					203,1	117,1	5,08	0,81
18	53782-2А	Правый борт р. Витим, верховье руч. Романовский	Хлоритизированный катклазированный биотитовый гранит второй фазы чуйско-кодарского комплекса	Палеозойский	Хлоритизированный биотит + полевые шпаты + кварц	870	78,7	33,71	1,23
19	53782-2Б				Окварцованный микроклин	394	58,6	20,33	1,15
20	51740-2А	Правый борт р. Витим, верховье руч. Карауловский	Метаморфизованные кварц-мусковитовые метасоматиты	Палеозойский	Кварц с редкими сростками мусковита	28,2	3,56	23,42	0,91

тическая связь оловянного оруденения с нижнерифейским (?) язовским комплексом гранитоидов (А. И. Иванов и др., 1986).

Устанавливаются следующие этапы развития оловянного оруденения. Дорудный этап — формирование оловоносных кварц-мусковитовых метасоматитов в гранитах и углеродистых кварцитах. Рудный этап — касситерит-кварцевые, касситерит-мусковитовые, касситерит-сульфидные и сульфидные руды образуются при протекании в зонах оловоносных метасоматитов процессов дробления, интенсивного расщепления и окварцевания. Пострудный этап — появление низкотемпературных минералов: акантита, фосфатов, монтмориллонита и др. Пострудный этап часто затушевывается более поздним палеозойским этапом дробления и перекристаллизации оловянных руд.

Возраст формирования оловоносных метасоматитов, касситеритовых руд и наложенных процессов определялся Rb-Sr методом на автоматическом комплексе МИ-1201 с приставкой ПРМ-2 по мономинералам и валу метасоматитов, гранитов чуйско-кодарского комплекса и касситеритовых руд (таблица).

Нормализация производилась по отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$. При расчетах возраста использовалась константа распада ^{87}Rb $1,42 \times 10^{-11}$ лет⁻¹. Содержание рубидия и стронция определялись методом изотопного разбавления. Монофракции касситерита, мусковита, кварца и т. д. отбирались под бинокуляром, масса навески составляла 1 г.

В основу подбора материала для анализа был заложен принцип отбора проб по этапам и стадиям формирования руд, как подверженных, так и не подверженных более поздним тектоническим и метаморфическим воздействиям. Изохроны строились по минеральным парам: касситерит — мусковит, касситерит — вал метасоматитов, кварц — мусковит.

Все полученные возрасты, продублированные этим же методом по минеральным парам кварц — магнетит, слюдистый агрегат — вал гранита, микроклин — вал гранита, разделяются на три группы (см. табл., рис. 2).

Ранний рифей. Происходит региональная альбитизация и мусковитизация гранитов чуйско-кодарского ком-

плекса и кварцитов михайловской свиты, развиваются оловоносные метасоматиты (дорудный этап на рудопроявлении Находка и гранитах, изохрона II, 1318 ± 26 млн лет). Рудный этап на рудопроявлении Находка начался практически сразу после дорудного. Формирование касситерит-мусковитовых зеркал датируется 1300 ± 140 млн лет (изохрона I).

Средний—поздний рифей. Образуются оловоносные метасоматиты (дорудный этап, изохрона III, 1060 ± 95 млн лет) и касситерит-мусковитовые, касситерит-кварцевые, касситерит-мусковит-кварцевые руды (рудный этап, изохрона IV, 980 ± 40 млн лет) на рудопроявлении Северное-Серебристое.

Разница между возрастом рудного и дорудного этапов в формировании рудопроявления незначительная (около 80 млн лет) и находится в пределах погрешности измерений. Возможно, что возраст дорудного этапа завышен вследствие активного воздействия на метасоматиты рудных растворов, что подтверждается начальным изотопным отношением для минералов дорудного этапа $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,98$.

Ранний палеозой. В это время (палеозойский этап) происходит интенсивное дробление и перекристаллизация касситерит-мусковит-кварцевых метасоматитов (изохрона V, 540 ± 62 млн лет) рудопроявления Южное-Сентябрьское, широко протекают метаморфические процессы (хлоритизация и др.) в осадочных породах, чайских базитах и чуйско-кодарских гранитоидах Чуйского (изохрона VI, 420 ± 30 млн лет) и Тонодского поднятий.

Полученные результаты показывают, что в основном оловорудные проявления формировались в раннем и средне-позднем рифее с частичной перекристаллизацией руд и метасоматитов в раннем палеозое.

Найденное на изохроне II начальное отношение стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,71$, характерное для альбитизированных и мусковитизированных гранитов Чуйского поднятия, слишком низко, чтобы получиться при метасоматизме пород в коре, но высоко — для образований верхней мантии*. По-видимому, фор-

* Физические и физико-химические методы анализа при геохимических исследованиях/Под ред. В. А. Рудника, А. А. Смыслова.— Л.: Недра, 1986. (Мин. геология СССР, ВСЕГЕИ, Труды, новая серия. Т. 338). С. 63.

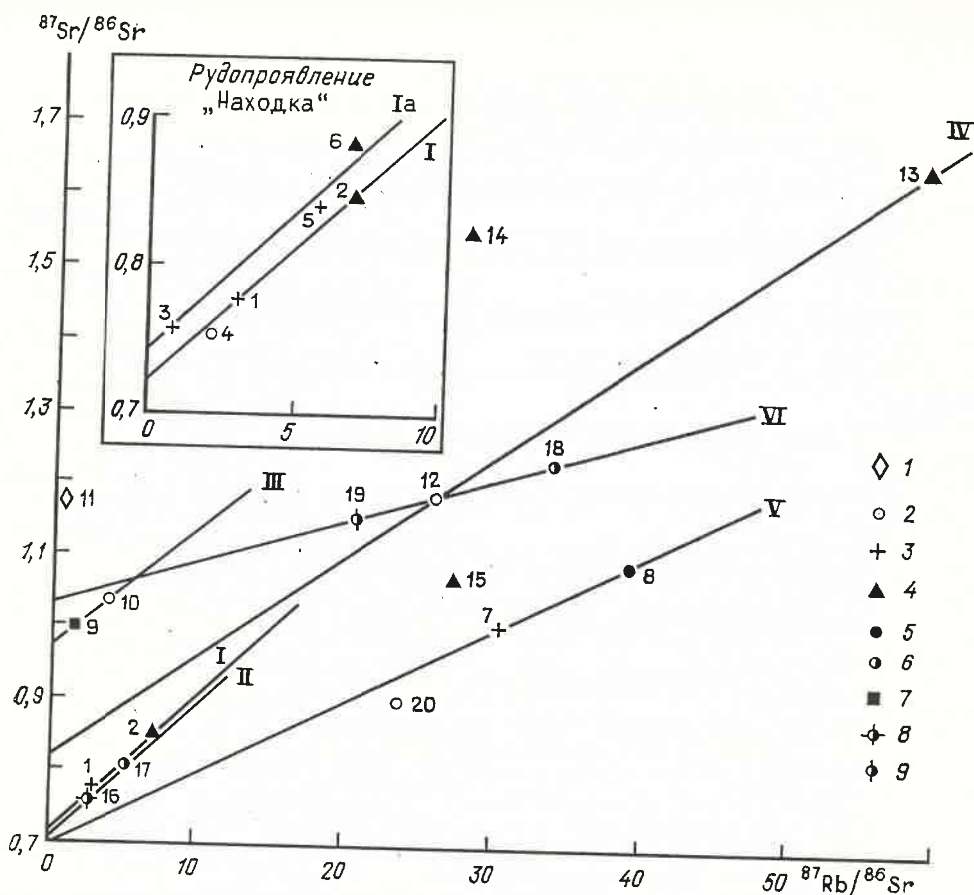


Рис. 2. Рубидий-стронциевые изохроны:

Р₁: I, Ia — 1300 ± 140 млн лет — рудный этап, касситерит-мусковитовая стадия, II — 1318 ± 26 млн лет — дорудный этап, региональная мусковитизация и альбитизация гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, Чуйское поднятие; R₂₋₃: III — 1060 ± 95 млн лет — дорудный (?) этап, формирование мусковит-кварц-турмалин-магнетитовых метасоматитов, рудопоявление Северистое, IV — 980 ± 40 млн лет — рудный этап, формирование касситерит-кварцевых и кассите-

рит-мусковитовых метасоматитов, рудопоявление Северное-Серебристое; PZ: V — 540 ± 62 млн лет — дробление, перекристаллизация касситеритовых руд, рудопоявление Южное-Сентябрьское, VI — 420 ± 30 млн лет — этап метаморфизма гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, Чуйское поднятие; номера проб соответствуют номеру в таблице; минеральный состав проб: 1 — турмалин, 2 — кварц, 3 — касситерит, 4 — мусковит, 5 — кварц-мусковитовый агрегат, 6 — вал: слюды + полевошпат + кварц, 7 — магнетит, 8 — хлорит-мусковитовый агрегат, 9 — микроклин

мирование щелочных растворов происходило с участием материала коры и мантии. Мантйными являются растворы, принимающие участие при дроблении и переотложении касситеритовых руд на рудопоявлении Южное-Сентябрьское, отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704$. На развитие касситерит-мусковитовых зеркал на рудопоявлении Находка влияли щелочные растворы коры кислого состава, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,72$. Породы средне-позднерифейского и частично палеозойского этапов формировались под воздействием коровых щелочных растворов, о чем свидетельствуют начальные отношения стронция как для дорудного (0,98), так и для рудного (0,82) этапов рудопоявления Северное-Серебристое, и тем более для метаморфизованных хло-

ритизированных биотитовых гранитов (1,04) чуйско-кодарского комплекса Чуйского поднятия.

В распределении содержаний Rb и Sr и изотопного состава Sr в минералах наблюдается следующая закономерность: касситерит, мусковит, кварц рудопоявления Находка содержат меньше рубидия, а соответственно и радиогенного стронция, и имеют более низкие отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем рудопоявления в гранитах (см. таблицу). По-видимому, растворы, формирующие эти минеральные ассоциации, были в поле гранитов более щелочными, чем на Находке в поле кварцитов, что вполне объясняется влиянием вмещающих пород.

Как уже отмечалось выше, дорудные метасоматиты были подвержены более

поздним палеозойским тектоническим и метаморфическим воздействиям. Наиболее сильно это проявлено в зонах разломов на рудопоявлении Южное-Сентябрьское (изохрона V) и Серебристое (K-376-15), при метаморфизме метасоматитов (51740-2A) и гранитов на Чуйском поднятии (изохрона VI). Более позднее воздействие подтверждается наличием палеозойских датировок, а также расположением точек на графиках для мусковита (K-376-15) и кварца (51740-2A) обновленных метасоматитов в отличие от менее измененных аналогичных геологических образований рифея. Обновление сопровождалось выносом радиогенного стронция. Более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=1,17$ в турмалине (Ю—IT) невозможно объяснить процессом переотложения. Здесь, вероятно, имел место вынос рубидия при молодом метаморфизме.

На рудопоявлении Находка детально были исследованы монофракции мусковита, касситерита из мусковитовых зеркал скольжения, друзовидного касситерита и кварца центральной части и северо-восточного фланга рудопоявления. Наименее подверженным поздней перекристаллизации и дроблению оказался мусковит из касситерит-мусковитовых зеркал северо-восточного фланга (изохрона I). В центральной части рудного тела друзовидный касситерит (КК-19ДР) и кварц (КК-19ДР), касситерит (Р-2-К) и мусковит (Р-2-М) мусковитовых зеркал были более силь-

но раздроблены и окварцованы, в результате чего изменились соотношения Rb и Sr в минералах и точки расположения на графике (кроме кварца) сместились с изохроны I. Изохрона IA, построенная по этим точкам, имеет такой же наклон (соответственно и возраст), что и изохрона I, ее начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0,74$ указывает на участие в растворах при перекристаллизации корового материала. Это подтверждает предположение о многостадийном формировании касситеритовых руд на рудном этапе.

При детальном картировании рудопоявления Северное-Серебристое были выделены два типа идентичных по петрографическим, минералогическим и другим данным мусковитовых зон: первые—чисто мусковитовые, вторые—слабоперекристаллизованные касситерит-мусковитовые (наблюдается поперечный мусковит 2-й генерации). Проведенные исследования показали, что в касситерит-мусковитовых слюдитах немного больше рубидия, но почти в два раза меньше стронция, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ незначительно выше (см. таблицу). Возможно, эти различия связаны с перекристаллизацией мусковита и раскристаллизацией касситерита.

Приведенные материалы изотопно-геохронологических исследований хорошо согласуются с новыми геологическими данными для северо-запада Байкало-Патомского нагорья.

Принята редколлегией 26 марта 1990 г.

УДК 552.323.6

© В. Д. Любалин, 1991

Опыт реконструкции палеодинамических условий кимберлитобразования

В. Д. ЛЮБАЛИН (ПГО «Читагеология»)

В основу реконструкции положены результаты моделирования геолого-геофизической среды восточной части Сибирской платформы и детальных структурных исследований в районе Мирнинского кимберлитового поля. Моделирование осуществлено путем количественного согласования данных гравиметрии, геологической съемки, денситометрии, сейсморазведки и бурения. Предварительно выполнялось спектральное разложение гравитацион-

ного поля. В результате проведено объемное картирование всей совокупности максимально дифференцированных и локализованных аномалиеобразующих объектов.

Анализ составленных разрезов показал, что основными гравитирующими элементами являются плотностные неоднородности докембрийского кристаллического фундамента, сосредоточенные в верхней оболочке земной коры (до 10 км). Вертикальная мощность

их достигает 7—8 км. Выделены высокоплотные фемические и нормально- и низкоплотные сиалические блоки фундамента. Первые сложены меланократовыми кристаллическими сланцами, метаэффузивами, гнейсами и другими породами анабарского и иенгроского комплексов; средняя плотность 2,75 г/см³ и более. С высокоплотными метаморфитами ассоциируют габброиды и другие магматические породы основного и ультраосновного составов. Сиалические блоки сложены гранитогнейсами; средняя плотность 2,65 г/см³. Эффективная плотность разуплотненных блоков понижается до 2,55, а иногда до 2,52 г/см³. Разуплотнение связано, скорее всего, с тектоническим разрыхлением, т. е. имеет дилатационную природу. Объемная «пустотность» достигает 4—5 %.

Размер плотностных неоднородностей в средней оболочке (интервал глубин 10—20 км) многократно увеличивается по сравнению с верхней. Площадь их горизонтальных проекций достигает 50—100 тыс. км². Выделяются раннедокембрийские мегаблоки фемического (Анабар-Куонамкинский, Верховье-Ыгыаттинский, Чона-Хомакинский и др.) и разуплотненные мегаядра сиалического состава (Силигир-Уджинское, Усть-Моркокинское и др.). Средняя плотность неразуплотненного сиалического субстрата увеличивается приблизительно на 0,1 г/см³ по сравнению с плотностью пород верхней оболочки, что связывается с *РТ* условиями. Объемная «пустотность» разуплотненных элементов до 2—2,5 % [5]. По нижней оболочке земной коры (интервал глубин 20—40 км) и верхней мантии рассматриваемая территория представляет собой единую зону уплотнения.

На геолого-плотностном срезе на глубине 3 км от земной поверхности видно, что блоки фундамента различаются размерами, структурно-морфологическими особенностями и ориентировкой (рис. 1). Выделены системы сходных по морфологии и определенным образом ориентированных блоков и разнопорядковые реологические элементы — «расклинивающие» и «обтекающие». Наиболее крупные из них — Анабарская и Виллюй-Тюнгская мегасистемы высокоплотных блоков, сложенные соответственно анабаритами и иенгридами. Высокоплотным блокам



Рис. 1. Схема докембрийской тектоники восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления с элементами палеодинамики:

1 — высокоплотные фемические блоки (анабариты, иенгриды, байкалиты); 2 — субстрат сиалического состава нормальной и пониженной плотности; 3 — расклинивающее мегадро смешанного состава; 4 — расклинивающие гранитогнейсовые ядра, блоки и пластины; 5 — фрагменты расклинивающих элементов и зоны динамометаморфизма, обусловленные широтной (а) и полюсной (б) составляющими *РГТ*; 6 — результирующее направление широтной (а) и полюсной (б) составляющих вектора *РГТ* в докембрии

первой свойствен кулисный тип сопряжения, блокам второй — торцевой.

Анабарская мегасистема представляет собой гигантскую виргацию, ориентированную с северо-запада на юго-восток. Впервые ее существование отмечено на основании анализа магнитных аномалий [10]. Южная ветвь этой виргации названа Анабаро-Мирнинской (по К. Б. Мокшанцеву), юго-восточная — Анабаро-Ленской. По морфологическим признакам пояса высокоплотных блоков Анабарской мегасистемы сходны с таковыми байкалит. Весьма близки и наборы пород, слагающие высокоплотные блоки анабарид. Эти пояса мы отождествляем с зеленокаменными поясами, троговыми прогибами, палеорифтами и т. п., которые специалистами по докембрию рассматриваются наряду с гранито-

гнейсовыми куполами как главные структурные элементы ранних стадий развития литосферы.

Виллюй-Тюнгская мегасистема — часть расклинивающего гигантского (около 1 млн км²) мегаядра смешанного состава, названного Якутским. Якутское мегаядро имеет зональное строение: в центральной части сосредоточены наиболее крупные блоки иенгрид фемического состава, а по периферии — существенно сиалические блоки. Причем, если к северу от центрального ядра высокоплотные блоки иенгрид средних размеров встречаются довольно часто, то к югу, в зоне развития алданид, они почти отсутствуют. Неоднородно Якутское мегаядро и в реологическом отношении. В его пределах оконтурено несколько более мелких расклинивающих гранитогнейсовых ядер. Близкие по размерам расклинивающие гранитогнейсовые ядра, блоки и пластины выделяются в Становой зоне байкалид и среди анабарид.

Статистический учет ориентировки виргаций показывает, что преобладают два направления: с востока на запад и с северо-запада на юго-восток. Это подтверждает выводы А. В. Пейве [7] о наличии двух составляющих разрывно-глыбового течения (РГТ) земной коры — субширотной и субмеридиональной (полюсной). Первую можно считать обусловленной направленным изменением скорости вращения Земли, вторую — направленным перемещением оси ее вращения. Судя по общей ориентировке виргации Анабарской мегасистемы, полюсная составляющая РГТ в докембрии в рассматриваемом регионе была обусловлена перемещением северного географического полюса приблизительно в плоскости меридиана 110—290° в сторону Гренландии.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что фундамент восточной части Сибирской платформы формировался в обстановке сжатия, начавшегося после появления поясов высокоплотных блоков, которые могут рассматриваться как гигантские зоны наиболее активного энерго-массопереноса. Кулисный характер сопряжения высокоплотных блоков, особенно отчетливо проявленный в пределах Анабаро-Мирнинской ветви анабарид, говорит о продольном сжатии зеленокаменных поясов. Последнее обуслови-

вало общую обстановку сжатия и в пределах Якутского мегаядра.

Вследствие анизотропии строения как зеленокаменных поясов, так и Якутского мегаядра поле внутренних напряжений было неоднородным. Области максимального сжатия возникали в пределах расклинивающих гранитогнейсовых ядер, блоков и пластин, односторонне окаймляя фронтальные части высокоплотных блоков, участвующих в РГТ. Здесь обычно фиксируются милонитизация, рассланцевание, перекристаллизация субстрата с линearизацией минеральных новообразований в плоскости течения, структуры пластинчато-сдвигового и сегрегационно-струйчатого течения, сдвиги и надвиги, зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма. Наиболее полно описаны зоны метаморфизма на Анабарском щите [1, 8, 9, 11]. По данным А. А. Межвилка [6], Восточно-Анабарская зона представляет собой унаследованный правосторонний сдвиг. Вывод о важном значении тангенциальных напряжений в земной коре при формировании структуры фундамента Сибирской платформы сделан Л. В. Булиной на основании анализа зон пониженной намагниченности [2].

Заметим, что субширотная составляющая РГТ хорошо проявляется до широты Якутска, а ближе к полюсу доминирует полюсная составляющая.

На схеме докембрийской тектоники платформы кимберлитовые поля Якутии тяготеют к Анабарской мегасистеме. Мирнинское поле расположено в месте флексурного изгиба в плане Анабаро-Мирнинской ветви вблизи ее южного окончания и в пределах его сочленяются апофизовидные ответвления Ахтарандинского и Курунг-Юрэхского блоков. Докембрийский фундамент в пределах рассматриваемого поля и его окрестностей, по данным среднемасштабной съемки, гетерогенный (рис. 2). Высокоплотные блоки — Ахтарандинский, Верховье-Иреляхский, Холмолах-Юрэхский, Дьогус-Бэдрдахский, Курунг-Юрэхский. Мощность этих блоков достигает 4—5 км. Судя по морфологическим особенностям, первые четыре блока однородны и сложены породами анабарского комплекса, а пятый в восточной части сложен анабаридами, а в западной — иенгридами.

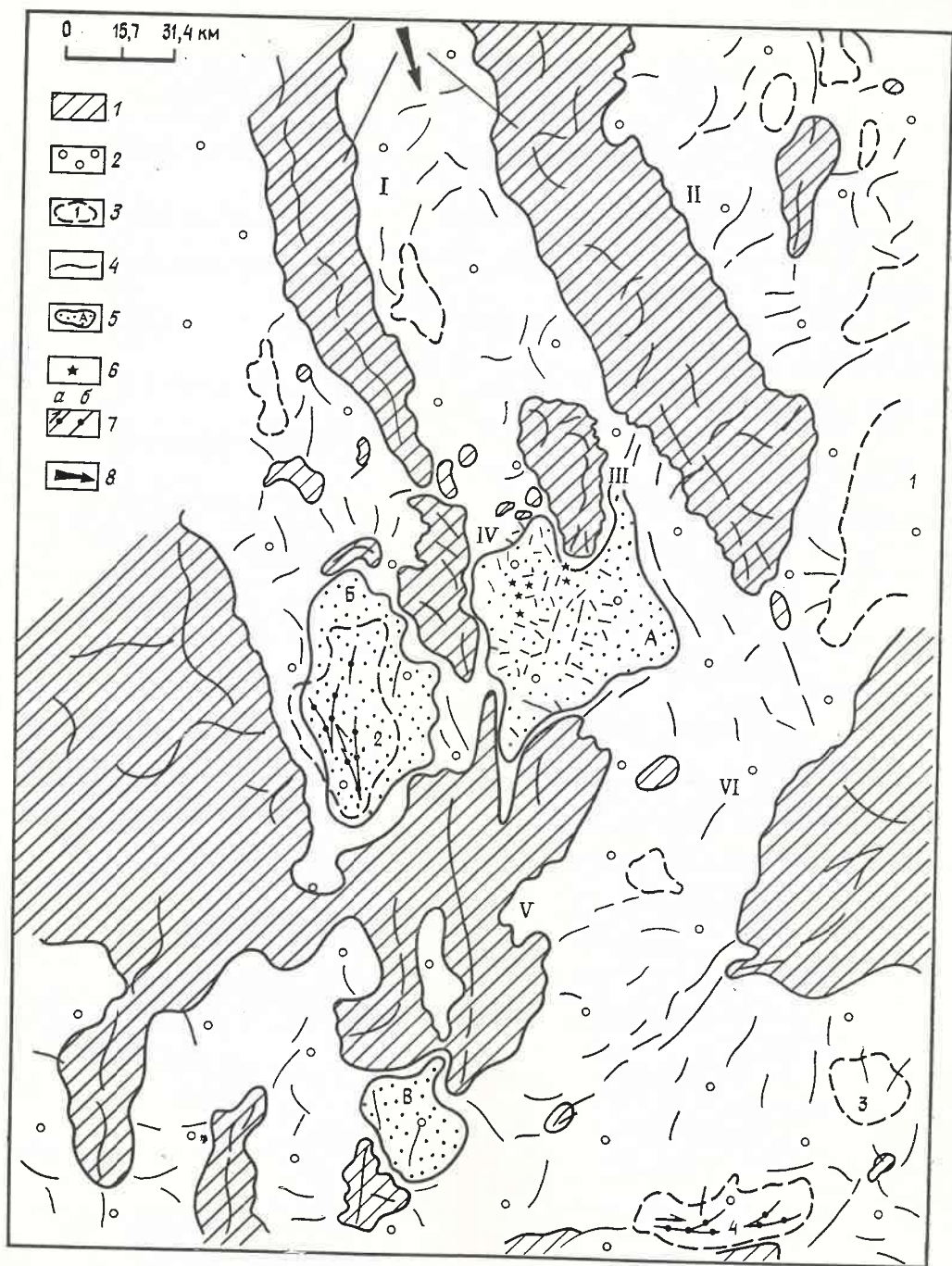


Рис. 2. Структурно-реологическая схема фундамента Мирнинского кимберлитового поля и его окрестностей (составлена на основе геолого-плотностного среза на глубине 3 км от земной поверхности):

1 — докембрийские высокоплотные блоки метаморфических пород и ассоциирующих с ними габброидов (I — Ахтарандинский, II — Холомолах-Юрэхский, III — Дьогус-Бэдэрдяхский, IV — Верховье-Иреляхский, V — Курунг-Юрэхский, VI — Сунтарский) и зоны уплотнения; 2 — докембрийский субстрат сиалического состава нормальной плотности (гранитогнейсы и другие

породы гранитного ряда); 3 — разуплотненные сиалические блоки (1 — Усть-Вилуйчанский, 2 — Уулаахский, 3 — Батынцэнский, 4 — Ленский); 4 — апофизы и цепочки шпировидных обособлений докембрийских пород (высокоплотных обособлений докембрийских пород (высокоплотных обособлений докембрийских пород); 5 — расклинивающие гранитогнейсовые ядра: А — Иреляхское, Б — Улахан-Ботубинское, В — Хотохинское; 6 — кимберлитовые трубки; 7 — сдвиги, при возвратном движении по которым произошло дилатационное разуплотнение (а — трансляционные, б — сколовые элементы); 8 — направление стресса, обусловившего образование расклинивающих гранитогнейсовых ядер



Рис. 3. Геомагнитная карта кимберлитового поля:

1 — изодины ΔZ ; 2 — трапециевидные аномалии; 3 — кимберлитовые трубки (1 — Мир, 2 — Спутник, 3 — Дачная, 4 — Интернациональная, 5 — XXIII съезда, 6 — Амакинская, 7 — А-71, 8 — Таежная); 4 — направление стресса во время внедрения и разрушения магнитоактивных даек (шестой и восьмой этапы деформаций); 5 — расклинивающие элементы III порядка

Создается впечатление, что в месте нахождения Курунг-Юрэхского блока к Анабаро-Мирнинской ветви Анабарской мегасистемы примыкает с запада один из высокоплотных блоков в фундаменте Тунгусской синеклизы, сложенной иенгридами. В сторону кимберлитового поля отмечается расщепление Курунг-Юрэхского блока. По особенностям взаимного расположения высокоплотных блоков и морфологии апофиз во вмещающем породном субстрате сиалического состава выделяются три расклинивающие гранитогнейсовые ядра — Иреляхское, Улахан-Ботубинское и Хотохинское (см. рис. 2). Первое и третье сложено нормальными по плотности гранитогнейсами, а со вторым совмещается разуплотненный Уулаахский блок, вертикальная мощ-

ность которого достигает 3 км. Отметим, что разуплотненные блоки в рассматриваемом районе распространены ограниченно. Разуплотнение происходило, скорее всего, по механизму возвратного сдвига [4]. Высокоплотные блоки связаны апофизами и цепочками шпировидных обособлений фемического состава, которые названы высокоплотными клинциями и перемычками (ВПК и ВПП). По данным крупномасштабной гравиметрической съемки установлено, что самые протяженные восточная, центральная и западная ВПП.

По мнению Ю. Д. Молчанова и Д. И. Саврасова (1973), источниками локальных гравитационных аномалий являются дайки траппов. Эти дайки имеют высокую магнитную восприимчивость (в среднем $3500 \cdot 10^{-6}$), отмечаются интенсивными линейными аномалиями магнитного поля (рис. 3). По магнитометрическим данным выделены Восточный, Центральный, Параллельный и Западный разломы — важнейшие структуры кимберлитового поля. По характеру магнитного поля и проведенным расчетам дайки, приуроченные к Восточному, Центральному и Западному разломам, имеют сходные геометрические параметры: значительную протяженность, выдержанные горизонтальную мощность и интенсивность намагничивания. Их нижние кромки можно считать уходящими «на бесконечность». В отличие от этого дайка, контролирующая Параллельный разлом, имеет небольшую протяженность и пониженную намагниченность.

Дайки характеризуются кулисообразным строением и осложнены флексурными в плане изгибами по типу левых (Восточный разлом) или правых (Центральный и Западный) сдвигов. К югу от трубок Мир и Дачная (см. рис. 3), а также в юго-восточной части Восточного разлома намечаются сочетания магнитных аномалий, характерные для расклинивающих элементов (РЭ) III порядка, впервые выделенных в Забайкалье [3]. Подавляющее большинство виргаций ориентировано с севера на юг.

Сопоставление рисунков даек и ВПП в плане показывает, что последние более пластичные и, следовательно, скорее всего, более древние, чем магнитоактивные тела. Поэтому вывод Ю. Д.

Молчанова и Д. И. Саврасова о геологической природе локальных гравитационных аномалий не бесспорен. Весьма вероятно, что ВПП являются узкими пластинами докембрийских высокоплотных пород, маркирующими древние разломы в фундаменте. Магнитоактивные дайки, по-видимому, внедрились по тем же структурным линиям, но позднее, уже непосредственно перед эпохой кимберлитобразования.

Для дополнительной характеристики структуры фундамента кимберлитового поля и его окрестностей проведено дешифрирование данных радиолокационной съемки. Выделены разнообразные сочетания линейных и дугообразных геоморфологических элементов разного порядка. Группирование одинаково ориентированных дугообразных элементов с радиусом кривизны 10—50 км позволило наметить ряд блоков, различающихся рисунком изображения и степенью упорядоченности внутренних элементов; площадь блоков 30—600 км². Выделяются трапециевидные и серповидные блоки. В междуречье Большой и Малой Ботуобии развита система клиньев шириной 3—8 км и протяженностью до 30 км, которая вырисовывается повторяющейся комбинацией выгнутых к юго-западу дугообразных и линейных элементов северо-западной ориентировки. Система серповидных блоков развита в междуречье Малой Ботуобии и Вилюйчана; ширина их 6—10 км, протяженность до 50 км. Оси равных кривизн серповидных блоков ориентированы в субмеридиональном направлении. Среди трапециевидных блоков наиболее упорядочены широтно ориентированные блоки в междуречье Харайа-Юрэх и Ирелях; ширина их 3—20 км, протяженность до 40 км. В пределах кимберлитового поля одновременно наблюдаются и широтно ориентированные блоки, и дугообразно изогнутые клинья. Судя по соотношению этих элементов в левобережье р. Ирелях, вторые, скорее всего, наложены на первые.

Обобщая приведенные данные, развитие деформации земной коры в Мирнинском районе можно представить следующим образом*.

* Для упрощения реконструкции вначале деформацию будем считать обусловленной только одной составляющей РГТ — полюсной.

После образования высокоплотных блоков Анабаро-Мирнинской ветви анабарид в позднем архее началось их перемещение с севера на юг. Находящийся во фронтальных частях этих блоков породный субстрат сиалического состава испытывал прогрессирующее сжатие. Длительно существовавшие зоны сжатия в конечном счете обособились как расклинивающие ядра.

На первом этапе деформации в пределах этих ядер сформировались структуры типа гранитогнейсовых куполов. Наиболее четко обособилось Иреляхское гранитогнейсовое ядро (см. рис. 3). Дальнейшее увеличение сжатия сопровождалось упрочнением материала в гранитогнейсовых ядрах и завершилось вязким срезом, кинематически отвечающим правостороннему сдвигу — второй этап деформации, с которым связывается образование субширотных разломов, рассматриваемых как односистемные сколы.

На третьем этапе деформации образовались субмеридиональные разрывы, которые совпадают с ВПП. Морфология, большая протяженность, соотношение с соседними высокоплотными блоками анабарид позволяет интерпретировать субмеридиональные разрывы как односистемные сколы, появившиеся при левостороннем сдвиге. Кинематика левостороннего сдвига согласуется с возвратным для Анабарской мега-системы направлением массопереноса. Судя по соотношению углов среза, скорость деформации на этом этапе была выше, чем на предыдущих.

С четвертым этапом деформации земной коры связывается образование системы клиньев северо-западной ориентировки. Динамическая обстановка этого этапа определялась давлением с севера. Возникновение клиньев было обусловлено прогрессирующим по сравнению со вторым этапом сжатием. По-видимому, разломы, ограничивающие клинья, формировались как односистемные сколы при левосторонних сдвигах по субширотным разломам, знаменуя своим появлением незначительный отток материала трапециевидных блоков к западу, в область пониженных давлений в восточной части Верховье-Иреляхского блока. Так или иначе, но образованием клиньев достигалась более плотная по сравнению с предыдущими этапами деформаций

упаковка динамически нагруженного материала расклинивающих ядер.

На пятом этапе деформаций, в фанерозое, произошло подновление субмеридиональных сколов. Динамическая обстановка в это время, как и на третьем этапе, определялась возвратным массопереносом.

Возобновившимся массопереносом с севера на юг определяется динамическая обстановка шестого этапа. Благодаря изменению тектонического режима субмеридиональные сколы из квадранта сжатия попали в квадрант растяжения и по ним внедрилась магма основного состава.

На седьмом этапе деформаций, который связывается со спадом полюсного стресса, произошла кристаллизация расплавов, т. е. завершилось образование даек. Они консолидировали ВПП. С точки зрения эволюции реологических свойств основным результатом этого тектонического этапа можно считать дальнейшее упрочнение гранито-гнейсовых ядер за счет появления в них консолидирующих пластин-стержней базальтового состава. Этот этап целесообразно назвать предкимберлитовым.

Следующий, собственно кимберлитовый этап — этап разрушения стержней базальтового состава. Направление массопереноса было таким же, как и на шестом этапе. Образование аналогов расклинивающих элементов третьего порядка [3] может расцениваться как указание на аномальный разогрев локальных участков во вмещающих дайки породах и на высокую скорость деформаций на предкимберлитовом и собственно кимберлитовом этапах развития. Кроме того, особенности петрографо-минерального состава кимберлитов свидетельствуют о многостадийности процесса их образования и высокой частоте перепадов давления на восьмом этапе.

В послекимберлитовое время (условно после раннего мезозоя) тектоническая жизнь района не прекратилась, но геологические данные о массопереносе с севера на юг не известны. Начиная с этого периода резко уменьшилась скорость деформаций. Повышенная проницаемость субширотных разломов, установленная по результатам газовой съемки (В. И. Флешлер и др., 1979), позволяет предположить, что современный план тектонических де-

формаций в пределах Анабарской мегасистемы определяется возвратным направлением энерго-массопереноса.

Приведенные данные подтверждают представление о том, что кимберлитовые трубки могут формироваться только на определенным образом подготовленной земной коре. Эволюция динамически нагруженной коры состоит в последовательной локализации путей массо- и энергопереноса, в прогрессирующем упрочнении коры, которое можно считать пропорциональным нормируемому количеству энергии, выделяемому в зонах разрядки избыточных напряжений. Овеществленным выражением этой энергии являются образующиеся в зонах разрядки избыточных напряжений минералы и породы, такие как алмазы, пиропы, кимберлиты и др.

Динамическая обстановка, характеризующаяся большими перепадами давлений наряду с высокой частотой этих перепадов, была, вероятно, благоприятной для мобилизации мантийного материала и его поступления к поверхности через сквозькоровые малоамплитудные разломы, которые выделяются по сейсмическим данным.

Вклад субширотной составляющей РГТ в прогрессирующую деформацию коры проявился менее отчетливо, чем полюсной. В докембрийской истории наиболее важно образование подпора Анабаро-Мирнинской ветви. Он, вероятно, возник на ранней стадии образования Иреляхского расклинивающего ядра за счет поворота против часовой стрелки западной части блока V при его «дрейфе» с востока на запад (см. рис. 2). Не исключено, что образование подпора определялось также взаимодействием восточной части блока V с блоком VI через систему сильно деформированных ВПП.

В фанерозое субширотная составляющая РГТ в связи с изменением ее результирующего направления теряет роль фактора, обеспечивающего дополнительное сжатие и упрочнение докембрийских расклинивающих элементов, и начинает, по-видимому, определять противоположный в реологическом отношении процесс разуплотнения.

Для уточнения динамической модели необходимо установить в первую очередь по возможности более точные временные соотношения процессов разуплотнения и кимберлитобразования.

Вероятно, кимберлитообразование более поздний процесс по отношению к разуплотнению.

Весьма вероятно, что разуплотнение коры, здесь, как и в Забайкалье, происходило в результате декомпрессии по механизму возвратного сдвига [4], а наиболее мощный импульс разуплотнения непосредственно предшествовал предкимберлитовой активизации магматической деятельности. Появление громадных объемов квазипластичного материала в пределах гранитогнейсовых элементов явилось причиной повышения чувствительности системы «гетерогенная земная кора» к внешним воздействиям и, как следствие, к возрастанию скорости деформаций и частоты пульсации динамической обстановки на шестом, седьмом и восьмом этапах деформации.

В соответствии с вытекающими из динамической модели поисковыми критериями отсутствие кимберлитового магматизма в пределах Хотохинского расклинивающего ядра (см. рис. 2) можно объяснить тем, что его прогрессирующее упрочнение завершилось в докембрии, не дойдя до стадии образования тектонических клиньев. Низкая перспективность Улахан-Ботуобинского элемента связывается с его прогрессирующим разупрочнением. Как указывалось, кимберлитовое поле расположено в пределах неразуплотненного докембрийского расклинивающего гранитогнейсового ядра и приурочено к зоне деформированных ВПП между Дьогус-Бэдэрдяхским, Верховье-Иреляхским и Курунг-Юрэхским докембрийским высокоплотными блоками (см. рис. 2).

Трубка Мир расположена в начале виргации центральной перемычки, трубка Дачная — в дистальном окончании побочного звена этой перемычки, а другие совмещаются с зоной слияния двух северных ветвей западной перемычки и апофизовидного ответвления Верховье-Иреляхского блока. По отношению к магнитоактивным дайкам трубки занимают периферическое положение, располагаясь главным образом к западу от них (см. рис. 3).

Особенности пространственного размещения кимберлитовых трубок удовлетворительно объясняются, если принять, что они приурочены к зонам разрядки аномальных напряжений, кото-

рые возникали при продольном сжатии предкимберлитовых даек. Генезис структур, которые формировались в зонах разрядки аномальных напряжений, еще не установлен. Судя по заметным сдвиговым деформациям предкимберлитовых даек, сдвиги при образовании кимберлитовмещающих трещин играли, видимо, далеко не последнюю роль. Не исключено, что по аналогии с рудовмещающими трещинами на ряде эндогенных месторождений Забайкалья трещины, к которым приурочены трубки взрыва, образовались как односистемные сколы, оперяющие сдвиги.

По данным дешифрирования крупномасштабных аэрофотоснимков, трубка Мир расположена близ острия сильно изогнутого клина. Его простирается меняется от субмеридионального до северо-восточного. В южной части клин упирается в субширотно ориентированные трапециевидные блоки, которые проявляют себя, таким образом, как пластины повышенной жесткости. Клин асимметричен: юго-восточная его сторона искривлена значительно больше северо-западной. Очень похоже, что система трещин, к которой приурочена кимберлитовая трубка, возникла в результате растяжения в месте изгиба клина близ его острия. Трубка Дачная находится к югу от субширотных трапециевидных блоков. Здесь наблюдаются эшелонированные чешуйчатые блоки, ограниченные выгнутыми к юго-востоку дугообразными разломами. Рисунок этих разломов в плане позволяет предположить их надвиговую природу.

Таким образом, особенности пространственного размещения кимберлитовых трубок логичнее всего объяснить их приуроченностью к зонам разрядки аномальных напряжений — глубинным отрывным трещинам и сколам. Наиболее продуктивными являются области виргаций, флексурных в плане изгибов, дистальных окончаний отдельных звеньев высокоплотных перемычек и магнитоактивных даек.

В целом же структурная позиция кимберлитового поля определяется его приуроченностью к аномально упрочненному участку коры, развивавшемуся в обстановке постепенно увеличивающегося сжатия. Это обусловило специфический тип деформаций фундамента: они носили сдвиговый характер

и сопровождалась образованием разновозрастных односистемных сколов, различающихся ориентировкой. Пульсирующая динамическая нагрузка фундамента приводила к возвратным сдвиговым эффектам, благодаря чему односистемные сколы из квадранта сжатия периодически попадали в квадрант растяжения. Увеличение сжатия сопровождалось локализацией площадей проявления сдвиговых деформаций, что в конечном счете приводило к достижению более плотной упаковки фундамента, к его упрочнению. Качественно новая ступень упрочнения была достигнута в результате консолидации фундамента дайками базальтового состава к моменту образования трубок. Это обстоятельство не могло не привести к предельной локализации зон разрядки аномальных напряжений в фундаменте, образованию и функционированию специфических клапанов — трубок взрыва.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Уаров Ф. В. Земная кора восточной части Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1978.
2. Булина Л. В. Значение зон пониженной намагниченности в структуре фундамента Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 7. С. 80—86.

3. Любалин В. Д. Некоторые следствия применения принципа симметрии Кюри при исследованиях структуры земной коры Забайкалья // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 1. С. 149—153.
4. Любалин В. Д. Моделирование гравитационного поля как основа для изучения структуры земной коры и особенностей ее эволюции // Комплексные исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Восточной Сибири. Иркутск—Чита, 1987.
5. Любалин В. Д. О природе региональных гравитационных аномалий Забайкалья и сопредельных районов // Сов. геология. 1990. № 6. С. 114—120.
6. Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. 1979. № 6. С. 86—97.
7. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8—24.
8. Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. С. 103—116.
9. Строение земной коры Анабарского щита / О. М. Розен, А. И. Вишневский, М. З. Глуховский и др. // М.: Наука, 1966.
10. Структурный контроль проявления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских и др. — Новосибирск: Наука, 1974.
11. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры / Р. А. Гафаров, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский и др. // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43—57.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

УДК 553.064.32(470.5)

© Ю. А. Малютин, 1991

Типы руд Песчанского скарново-магнетитового месторождения на Урале

Ю. А. МАЛЮТИН (ВИМС)

Настоящая статья посвящена детальному обоснованию выделения магнетитовых типов руд месторождения, вопросам происхождения механизмов их локализации, а также роли этих механизмов в образовании и преобразовании формы рудных тел.

Песчанское скарново-магнетитовое месторождение приурочено к экзоконтактовой зоне крупного многофазного интрузивного массива, прорывающего карбонатные и вулканогенно-осадочные породы раннедевонского возраста. Месторождение состоит из трех участков, Ново-Песчанского, Северо-Песчанского и Южно-Песчанского.

Скарново-магнетитовая залежь Ново-Песчанского участка представлена несколькими пологими слепыми руд-

ными телами, расположенными в основании пологозалегающей вулканогенно-осадочной толщи, вблизи ее контакта с карбонатными породами (рис. 1). На удалении от интрузива основное рудное тело сложено массивными с резкими контактами кальцит-хлорит-магнетитовыми рудами, в которых отмечаются отдельные прослои нескарнированных вулканогенных пород.

Ближе к интрузивному массиву основное рудное тело имеет более сложное строение, в его контуре появляется большое число безрудных прослоев пироксен-гранатовых скарнов. Эта часть рудного тела сложена пироксен-гранат-магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами с наложенной кальцит-хлорит-эпидотовой минерали-

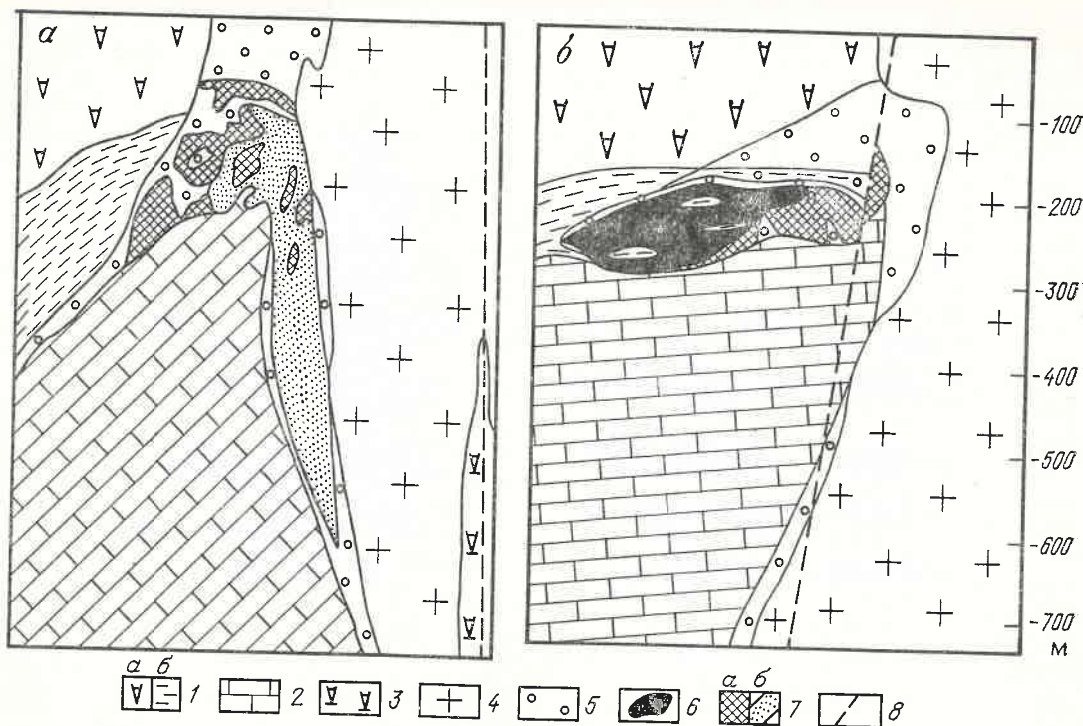


Рис. 1. Геолого-структурные схематические разрезы Северо-Песчанского (а) и Ново-Песчанского участков (б):

1 — вулканогенно-осадочные отложения: богословской D_{skg} (bo) (а) и башмаковской D_{skg} (ba) (б) толщ; 2 — мраморизованные известняки фроловско-ва-

сильевской толщи D_{skg} (fr); 3 — взрывные брекчи основного состава; 4 — диориты; 5 — скарны; 6 — руды метаморфизованные кальцит-хлорит-магнетитовые; 7 — руды: а — собственно скарново-магнетитовые, б — жильные, гидросиликатно-магнетитовые; 8 — тектонические трещины

зацией, для них характерны массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, пятнистые и полосчатые текстуры. Массивные руды существенно магнетитового и сульфидно-магнетитового состава, в них редко отмечается наличие в небольших количествах пироксена и граната. Они имеют как резкие, так и постепенные переходы к прожилково-вкрапленным рудам. Характерная особенность Ново-Песчанской скарново-магнетитовой залежи — ореол скарнированных пород, который сменяется в удаленной от интрузивного массива части основного рудного тела скарновой оторочкой небольшой мощности (см. рис. 1, б).

К юго-западу от Ново-Песчанского располагается Северо-Песчанский участок. Он разбит тектоническими нарушениями на блоки: северный, центральный и южный. В северном и южном блоках выявлены изометричные с неправильными контурами, сближенные рудные тела, залегающие только в зоне контакта карбонатных и вулканогенных пород. Руды в этих телах представлены пироксен-гранат-магне-

титовыми и сульфидно-магнетитовыми разностями с наложенной кальцит-хлорит-эпидотовой минерализацией. Для них характерны массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные и пятнистые текстуры. Внутреннее строение рудных тел сложное из-за большого числа неоруденных прослоев пироксен-гранатовых скарнов.

В контакте карбонатных и вулканогенных пород рудную изометричную залежь центрального блока составляют пироксен-гранат-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды с наложенной кальцит-хлорит-эпидотовой минерализацией, а вертикально вдоль контакта интрузивного массива с вмещающими его породами залегают массивные, с резкими контактами, жильные кальцит-эпидот-хлорит-актинолит-магнетитовые руды (см. рис. 1, а).

На Южно-Песчанском участке небольшие изолированные пологие, линзообразные скарново-магнетитовые залежи локализуются в контакте карбонатных и вулканогенных пород. В них выделяются пироксен-гранат-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды

как массивной, так и прожилково-вкрапленной текстуры.

При разведке Песчанского скарново-магнетитового месторождения были установлены следующие основные три типа руд: массивные существенно магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды с содержанием железа более 45 %, богатые скарново-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые с содержанием железа 30—40 %, бедные скарново-магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды с содержанием железа 20—30 %. Эта классификация учитывала генетические представления о механизмах формирования руд месторождения. Согласно контактово-метасоматической гипотезе [7] существенно магнетитовые руды образовывались по известнякам, причем формирование всех разновидностей руд происходило в один рудный этап.

Однако новый фактический материал позволяет наметить три других минеральных типа руд, слагающих скарново-магнетитовые залежи Песчанского месторождения: 1) массивные с резкими контактами кальцит-хлорит-магнетитовые руды на Ново-Песчанском участке, в удаленной от интрузивного массива части основного рудного тела; 2) пироксен-гранат-магнетитовые руды, выявленные на всех участках месторождения, или собственно скарново-магнетитовые руды; 3) массивные с резкими контактами кальцит-хлорит-эпидот-актинолит-магнетитовые руды в вертикальном контакте интрузивного массива с вмещающими породами в центральном блоке Северо-Песчанского участка.

Методика исследований. Из образцов магнетитовых руд изготавливались прозрачные и полированные шлифы, кроме того, вырезались плоскопараллельные пластинки и определялись пористо-плотностные и упруго прочностные характеристики в лаборатории геологического факультета МГУ [6]. Петрофизические исследования были дополнены изучением теплопроводности тех же образцов в лаборатории МГРИ на установке « λ —профиль» [1]. Измерения на этой установке позволили получить распределение теплопроводности по плоскости изучаемых образцов. В качестве информативных признаков брались максимальное, минимальное и среднее значения теплопроводности. Область сканирования

рудных образцов составляла 6—8 см, причем для сканирования выбирались участки, не содержащие включений сульфидов. Случайная погрешность определения λ_{cp} составляла не более 3 %.

Из рудных образцов было выделено 30 проб магнетитового концентрата, в которых на квантометре определялись следующие химические элементы: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , Co , Ni , Cr_2O_3 , V_2O_5 , Zn , Ca . Для отдельных проб, представляющих разные типы руд месторождения, были выполнены полные химические анализы, которые были положены в основу расчета кристаллохимических формул по методике Г. С. Момджи [5]. Согласно этой методике окончательные формулы феррошпинелей имеют вид $K^I(G)$, $K^{II}(H)$, $K^{III}(P)$, где K^I , K^{II} , K^{III} — коэффициенты при минимальных группах, выражаемые в долях единицы и отражающие количественное соотношение между группами гетеровалентных, изовалентных мишалов и мишалов в форме твердых растворов. В связи с недостаточной чистотой отбора материала перед расчетом кристаллохимических формул были проведены несложные операции по устранению погрешностей результатов анализов, заключающиеся в пересчете минералов, загрязняющих монофракции, на химические формулы и соответственно исключении концентраций механических примесей. Чистота монофракций проверялась рентгеноструктурным анализом, этим же методом определялся параметр решетки «а». В дальнейшем полученные данные обрабатывались с привлечением дискриминантного анализа на вычислительном центре ВИМСа.

Текстурно-структурные типы руд. Кальцит-хлорит-магнетитовые руды в удаленной от интрузивного массива части Ново-Песчанского участка представлены крупнозернистыми агрегатами. При изучении полированных шлифов этих руд отмечается развитие гипидиоморфнобластических, катакластических и пойкилитовых структур. В локальных участках имеются реликты тонкозернистого агрегата магнетита с хлоритом. Наличие хлорита подтверждается результатами рентгеноструктурного анализа проб магнетитового концентрата. Вдоль микротрещин происходит перекристаллизация магнетита с очисткой его от хлорита, которая на-

чинается с краев образующихся зерен, а потом захватывает центральные части; часто наблюдается как бы зональная структура, представленная всегда двумя зонами: центральной с развитием тонкозернистого пойкилитового магнетита и краевой с очищенным от сростков перекристаллизованным магнетитом нередко гипидиоморфной структуры. Анализ приведенных фактов свидетельствует, что данные руды не являлись и не являются по составу скарново-магнетитовыми и что они претерпели интенсивные метаморфические преобразования.

При исследовании полированных шлифов собственно скарново-магнетитовых руд Ново-Песчанского и Северо-Песчанского участков отмечается, что магнетит присутствует как в виде сплошных агрегатов, так и в виде прожилково-вкрапленных скоплений во вмещающих породах. Встречаются крупно- и среднезернистые разности магнетита. Размеры зерен его меньше, чем в кальцит-хлорит-магнетитовых рудах Ново-Песчанского участка. Форма зерен неправильная, близкая к изометричной, края зерен неровные. Строение сплошных массивных руд неравномернозернистое, имеются участки с развитием аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структур, в которых включения нерудных минералов представлены хлоритом, кальцитом, эпидотом, пироксеном и гранатом. Кальцит, эпидот и хлорит всегда выполняют микропрожилки, пересекающие зерна магнетита. Выделяются два механизма кристаллизации магнетита во вмещающих скарновых породах. Первый характеризуется избирательным замещением зерен граната магнетитом; в этом случае размер зерна магнетита точно соответствует размеру зерна граната. В магнетите при избирательном замещении наблюдается ритмическая зональность в виде чередующихся полосок магнетита и незамещенного граната. Второй механизм отличается тем, что при кристаллизации захватывались сразу крупные минеральные агрегаты. Этот механизм больше присущ пироксеновым и гранат-пироксеновым скарнам.

Жильные гидросиликатно-магнетитовые руды представлены очень крупнозернистыми трещиноватыми агрегатами, в которых локально развиваются гипидиоморфные и идиоморфные струк-

туры. Устанавливается несколько более позднее формирование гидросиликатной минерализации. Хлорит и эпидот наблюдаются в микротрещинках, секущих агрегаты магнетита. Магнетит фактически чист от сростков с нерудными минералами.

Петрофизические особенности магнетитовых руд. В результате дискриминантного анализа выборок значений петрофизических параметров выделенных типов руд выяснилось незначимое различие выборок (табл. 1). В многомерном пространстве расстояния между группами составили от 2 до 6 усл. ед. Эти небольшие отличия выражаются в наличии более низких значений модуля Юнга E и более высоких значений эффективной пористости $P_{эф}$ в собственно скарново-магнетитовых рудах по сравнению с другими типами руд. При этом в метаморфизованных рудах значения коэффициента Пуассона μ и температуры Дебая θ несколько выше, чем в жильных и собственно скарново-магнетитовых рудах.

Анализ динамики насыщения рудных образцов водой дает возможность судить с некоторой долей условности о размерах пор. Фактические данные о крупных A , средних P_1 и мелких P_2 порах, определяемые в процентах, выносились на тройную диаграмму (рис. 2), что позволило выявить небольшие различия также в структуре порового пространства выделенных типов руд. Изучен диапазон изменений теплопроводности в рудных образцах выделенных типов руд. Отдельными утолщенными линиями на рис. 3 показаны интервалы разброса значений теплопроводности по типам руд и их средние значения. Наиболее высокие значения теплопроводности фиксируются в жильных рудах, а самые низкие и максимальный их разброс отмечаются в метасоматических собственно скарново-магнетитовых рудах.

С помощью анализа полученных данных было установлено, что жильные гидросиликатно-магнетитовые руды прочные и характеризуются развитием крупных пор, низкой эффективной пористостью и наиболее высокими значениями теплопроводности. Метаморфизованным кальцит-хлорит-магнетитовым рудам присущи наибольшая прочность, менее высокие значения теплопроводности, чем в жильных рудах, низкая эффективная пористость

1. Петрофизические параметры руд

Руды	$P_{эф}$	A	A_1	P_1	P_2	ρ	μ	E	θ	λ_{min}	λ_{cp}	λ_{max}
Метаморфизованные кальцит-хлорит-магнетитовые	1,97	1,21	62	37	11	4,73	0,32	8,73	366	4,24	4,31	4,36
	1,28	0,41	32	37	32	4,34	0,31	12,48	466	4,10	4,15	4,20
	1,58	0,83	52	24	24	4,25	0,36	8,24	379	3,00	3,62	4,31
	0,76	0,33	43	1	56	3,91	0,32	10,10	445	3,29	3,56	3,81
	0,65	0,41	63	0	37	3,89	0,32	11,52	477	3,91	4,04	4,34
	1,97	1,52	77	4	18	5,77	0,31	13,85	395	3,51	3,62	3,70
	0,85	0,36	50	30	20	5,55	0,29	15,8	616	3,32	3,71	4,10
Массивные собственно скарново-магнетитовые	2,99	2,54	85	3	13	4,06	0,18	5,48	334	2,68	2,91	3,49
	0,79	0,65	82	12	6	4,64	0,37	9,14	376	2,39	2,49	2,64
	6,96	4,47	64	4	32	4,50	0,23	5,40	305	3,22	3,41	3,73
	1,44	0,84	59	38	3	4,66	0,20	7,34	351	3,53	3,87	4,04
	3,30	0,93	28	17	55	3,44	0,25	8,40	444	—	—	—
	1,08	0,7	65	20	15	4,32	0,32	10,97	437	4,13	4,46	4,76
	1,55	0,81	52	32	16	4,52	0,31	9,44	395	4,07	4,10	4,16
	1,90	0,94	50	34	16	4,60	0,34	11,94	436	3,99	4,32	4,68
	1,85	0,80	43	46	11	4,59	0,32	11,60	432	4,57	4,69	4,75
	2,24	1,07	48	11	41	4,41	0,22	15,13	520	4,04	4,06	4,10
	1,21	0,58	48	20	32	4,27	0,32	9,74	414	4,13	4,26	4,31
	1,16	0,77	66	0	34	4,53	0,36	8,54	370	3,90	4,05	4,19
	1,25	0,78	63	24	13	4,54	0,37	7,73	375	3,81	4,27	4,60
	5,98	2,54	42	38	20	3,90	0,26	7,23	383	3,18	3,33	3,71
Жильные гидросиликатно-магнетитовые	1,24	0,72	58	13	29	4,42	0,33	11,94	439	4,21	4,36	4,77
	1,77	0,81	46	31	23	4,70	0,31	10,93	412	—	4,00	—
	1,18	0,86	73	5	21	4,90	0,32	12,03	419	4,50	4,57	5,16
	3,09	1,39	45	54	4	4,66	0,31	8,29	501	3,54	3,54	3,74
	0,73	0,18	25	55	20	4,77	0,10	10,14	421	3,72	4,65	4,92
	0,92	0,75	82	3	15	4,79	0,33	10,80	401	4,66	4,73	4,85
	1,32	0,57	43	37	20	3,39	0,28	14,18	576	—	—	—
	3,18	2,08	66	22	12	4,77	0,11	9,58	406	—	—	—
	0,49	0,25	52	0	48	2,82	0,26	8,76	495	—	—	—

Примечание. $P_{эф}$ — эффективная пористость, %; A — условно-мгновенное насыщение, %; A_1 , P_1 , P_2 — количество соответственно крупных, средних и мелких пор, %; ρ — плотность, г/см³; μ — коэффициент Пуассона; E — модуль Юнга; θ — температура Дебая; λ — коэффициент теплопроводности, $24 \cdot 10^{-7}$ Вт/(м·К).

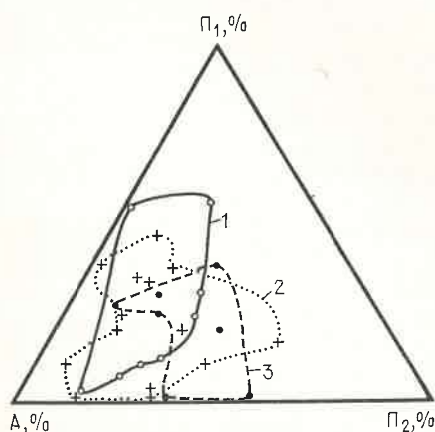


Рис. 2. Тройная диаграмма, отражающая структуры порового пространства выделенных типов руд:

1 — жильные руды; 2 — скарново-магнетитовые руды; 3 — метаморфизованные руды

при равном количественном соотношении крупных, средних и мелких пор. Массивные метасоматические собственно скарново-магнетитовые руды отличаются наиболее высокой эффективной пористостью с крайне неравномерным соотношением крупных, средних и мелких пор, наибольшей хрупкостью и самыми низкими значениями теплопроводности по сравнению с другими типами руд.

Геохимические особенности магнетитовых руд. Химическими анализами установлено присутствие в магнетитах всех типов руд небольших концентраций алюминия, магния, марганца, титана, цинка и в отдельных пробах ванадия (табл. 2). Для ферримagnetитов метаморфизованных, собственно скарново-магнетитовых и жильных руд были рассчитаны соответственно следующие

щие кристаллохимические формулы:
1) $0,0025 (\text{Ti}_8\text{Fe}_{16}^{2+}\text{O}_{32})$; $0,7976 (\text{Fe}_8^{3+} \times (\text{Fe}_{7,77}^{2+}, \text{Mg}_{0,18}, \text{Mn}_{0,04}^{2+}, \text{Zn}_{0,01}, \text{Fe}_8^{3+})_{16}\text{O}_{32})$; $0,1919 (\text{Fe}_{23,60}^{3+}, \text{Al}_{0,40})_{24}\text{O}_{36}$;
2) $0,025 (\text{Ti}_8, \text{Fe}_{16}^{2+}\text{O}_{32})$; $0,8040 (\text{Fe}_8^{3+} \times (\text{Fe}_{7,74}^{2+}, \text{Mg}_{0,25}, \text{Mn}_{0,01}^{2+}, \text{Fe}_8^{3+})_{16}\text{O}_{32})$;
 $0,1935 (\text{Fe}_{23,37}^{3+}, \text{Al}_{0,63})_{24}\text{O}_{36}$; 3) —;
 $0,8406 (\text{Fe}_8^{3+} (\text{Fe}_{7,83}^{2+}, \text{Mg}_{0,14}, \text{Mn}_{0,03}^{2+}, \text{Fe}_8^{3+})_{16}\text{O}_{32})$; $0,1594 (\text{Fe}_{23,36}^{3+}, \text{Al}_{0,64})_{24}\text{O}_{36}$.

Во второй изовалентной по отношению к магнетиту группе миналов расположение Fe^{3+} соответствует тетраэдрической и октаэдрической позициям.

Анализ этих формул показывает, что большая часть состава ферримagnetитов представлена магнетитовой группой миналов, в которой в очень небольших количествах содержатся миналы магнезиоферрита $\text{Mg}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$, якобсита $\text{Mn}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$ и в отдельных случаях франклинита $(\text{Zn}, \text{Mn})^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$. В ферримagnetитах около пятой части составляет маггемитовая группа миналов, включающая в небольших количествах герцинит FeAl_2O_4 . Это дает основание говорить об очень небольшом развитии процессов окисления, что подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Параметр решетки «а» равен $8,395 \pm 10^{-14}$ м. Ульвошпинелевая группа миналов совсем незначительна. Фактически в отдельных случаях ряд ульвошпинель—магнетит представлен только своим конечным членом — магнетитом. Магний, алюминий, марганец, цинк и титан входят в кристаллохимические структуры магнетитов примерно в равных очень незначительных количествах. Результаты дискриминантного анализа выборок, включающих содержания марганца, магния и титана по выделенным типам руд, свидетельствуют о том, что эти выборки не имеют различий. Определения температуры Кюри также допускают возможность вхождения в структуры магнетитов элементов-примесей в очень незначительных количествах. Температура Кюри для магнетитов всех типов руд равна 575° , по составу они приближаются к стехиометрически чистому магнетиту.

Обсуждение результатов исследований. Анализ проведенных исследований показывает, что существует тесная связь между петрофизическими параметрами, текстурно-структурными особенностями руд и высокотемпературными гидротермально-метасоматиче-

$\lambda, \text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$

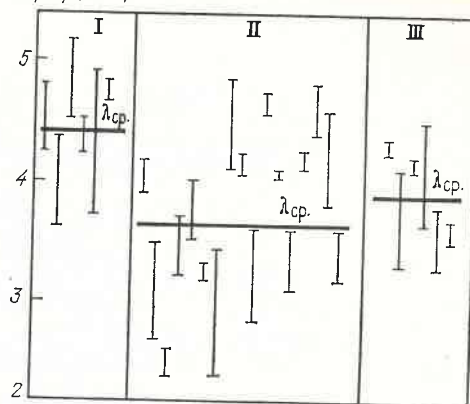


Рис. 3. Диапазоны изменения теплопроводности выделенных типов руд:

I — жильные руды; II — скарново-магнетитовые руды; III — метаморфизованные руды

скими, метаморфическими и деформационными процессами, сопровождавшими образование и преобразование рудного вещества. Наиболее сильно метаморфические процессы затронули удаленную от интрузивного массива часть Ново-Песчанской залежи. Это выразилось в сильной перекристаллизации более раннего тонкозернистого хлорит-магнетитового агрегата, что привело к упрочнению руд, повышению теплопроводности, а также к упорядоченности структуры порового пространства и, возможно, уменьшению их эффективной пористости.

Метасоматические процессы приводили к образованию наиболее хрупких собственно скарново-магнетитовых руд с низкой теплопроводностью и неупо-

2. Полные химические анализы магнетитов

Компоненты	Магнетиты выделенных типов руд		
	метаморфизованных	собственно скарново-магнетитовых	жильных гидросиликатно-магнетитовых
SiO_2	0,81	0,66	0,55
FeO	27,02	27,08	27,73
Fe_2O_3	69,59	69,32	68,99
TiO_2	0,067	0,071	<0,015
MgO	0,31	0,43	0,26
MnO	0,10	0,045	0,09
CaO	0,30	0,31	0,38
V_2O_5	0,01	0,026	0,014
Zn	0,033	0,023	0,022
Al_2O_3	0,88	0,86	0,72
P_2O_5	<0,005	<0,005	<0,005
CO_2	0,28	0,30	0,28
$\text{С}_{\text{общ}}$	0,70	0,80	0,82

рядоченной сструктурой порового пространства при самых высоких значениях эффективной пористости. Вероятно, метаморфические процессы тоже сопровождали формирование собственно скарново-магнетитовых руд, что выражалось в их частичной перекристаллизации и увеличении прочности и теплопроводности. Этим вызван и высокий разброс значений петрофизических параметров руд. Однако при образовании и преобразовании собственно скарово-магнетитовых руд сохранялись реликтовые участки с ритмическим зональным строением, типичным для облика метасоматических руд. Перекристаллизация же тонкозернистого хлорит-магнетитового агрегата происходила постепенно от края зерна к его середине. При гидротермальных процессах в открытых трещинных структурах формировались прочные гидросиликатно-магнетитовые руды с наиболее высокой теплопроводностью, характеризующиеся развитием в основном крупных пор.

Различия концентраций элементов-примесей в магнетитах рассматриваемых типов руд могли бы служить своеобразным барометром, свидетельствующим о качественном изменении физико-химических условий образования магнетитов, определяющих границы изоморфизма. Однако анализ полученных результатов показывает, что образование и преобразование магнетитовых руд после внедрения диоритового массива на Песчанском месторождении сопровождалось изменением текстурно-структурных особенностей руд и их физико-механических свойств при близких физико-химических условиях. Таким образом, выделенные минеральные и текстурно-структурные особенности магнетитовых руд, составляющих скарново-магнетитовые залежи месторождения, обусловлены механизмами их образования и преобразования.

Наиболее сильно проявленный метаморфизм кальцит-хлорит-магнетитовых руд Ново-Песчанского участка, значительная мощность этих руд, нескарновый минеральный состав, отсутствие геологических реперов, фиксирующих нижнюю возрастную границу образования руд, а также полученные ранее в рудах тектонические планы деформации [4], характерные и для вулканогенно-осадочных пород — все это сви-

детельствует о том, что руды могли начать формироваться до внедрения первых фаз интрузивного массива. Приведенные факты подтверждают гипотезу [2] о полигенности формирования скарново-магнетитовых месторождений и о возможности образования части железных руд синхронно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Данные представления позволяют наиболее логично объяснить и особенности морфологии рудных залежей.

На месторождении выделяются три типа рудных залежей.

1. Представлен комбинированной субгоризонтальной рудной залежью Ново-Песчанского участка, сложенной метаморфизованными кальцит-хлорит-магнетитовыми и метасоматическими скарново-магнетитовыми рудами. Вероятно, субгоризонтальная форма этой залежи была унаследована от субгоризонтально залегающих первичных железных руд. Осложнение же ее формы и наличие множества безрудных прослоев вблизи интрузивного массива было обусловлено локализацией пироксен-гранат-магнетитовых руд, формирующихся из гидротермально-метасоматических растворов после внедрения первых фаз интрузивного массива.

2. Метасоматические собственно скарново-магнетитовые залежи, сложенные сближенными изометричными телами с неправильными контурами. Примером может являться залежь северного блока Северо-Песчанского участка. Она образовалась метасоматическим путем после внедрения первых фаз интрузивного массива. Это определило и внешнюю форму, и внутреннее строение залежи, которое характеризуется наличием большого числа безрудных прослоев, неравномерно распределенных внутри рудного контура.

3. Комбинированная рудная залежь центрального блока Северо-Песчанского участка. Особенность морфологии этой залежи обусловлена формированием поздних жильных рудных тел в серии сближенных вертикальных трещинных структур, которые осложняют неправильной формы скарново-рудные тела, также отличающиеся множеством безрудных прослоев.

Проведенные исследования показывают, что отмечается тесная связь ми-

неральных и текстурно-структурных особенностей руд с основными механизмами, приводившими к образованию и преобразованию формы рудных залежей. Это открывает возможность привлечения указанных особенностей руд для изучения морфологии рудных залежей, что имеет важное значение при оценке и эксплуатации скарново-магнетитовых месторождений Урала и других складчатых областей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бесконтактное скоростное определение теплопроводности горных пород на основе подвижного источника тепла/Ю. А. Попов, В. Г. Семенов, В. М. Коростылев и др.// Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1983. № 7. С. 86—93.
2. Вулканогенно-осадочные железорудные месторождения складчатых областей/Я. Н. Белевцев, В. П. Бухарев, А. Ф. Гончарук и др.— Киев: Наук. думка, 1982.
3. Малютин Ю. А. Структурные и петрофизические особенности Песчанского скарново-магнетитового месторождения на Северном Урале.— М., 1986. Деп. в ВИНТИ № 4073—В 87.
4. Малютин Ю. А., Гаригов И. О., Старостин В. И. Этапы формирования структуры Песчанского скарново-магнетитового месторождения на Урале//Геология рудных месторождений. 1989. № 3. С. 44—56.
5. Момджи Г. С. О кристаллохимической формуле ферришпинелей//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 1. С. 26—33.
6. Старостин В. И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений.— М.: Недра, 1984.
7. Скарновые месторождения/Под ред. Д. С. Коржинского.— М.: Наука, 1985.

Принята редколлегией 26 ноября 1990 г.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.24(470.1/25)

© Коллектив авторов, 1991

Рифейские авлакогены севера Русской платформы

Ю. М. ЭРИНЧЕК, Е. Д. МИЛЬШТЕЙН, М. В. МИХАЙЛОВ,
Г. А. БЕЛЯЕВ, К. Э. ЯКОБСОН (ВСЕГЕИ),
Н. А. КОЗЛОВА (ПГО «Севзапгеология»)

Исследователи авлакогенов Русской платформы, в частности рифейских (Н. С. Шатский, Р. Н. Валеев, Е. Е. Милановский, В. В. Федынский и др.), сходясь в части общего плана основных погребенных авлакогенов, оконтуривают их по-разному. В большинстве своем авлакогены представляются ими как грабены (цепочки грабенов), выполненные рифейскими отложениями; при этом последние устанавливаются по данным бурения в отдельных точках, а границы в основном проводятся по геофизическим материалам. Однако относительно слабая изученность территории глубокими скважинами и недостаточное использование геофизических материалов не позволили выполнить эту работу с достаточной детальностью.

Авторами были проведены исследования с целью картирования авлакогенов, изучения особенностей их глубинного строения, выявления присущей им сети разломов. Наряду с результатами бурения, применялись материалы среднемасштабных гравиметрических и магнитных съемок, что га-

рантировало единый подход при выделении структурных элементов в пределах изучаемой территории. В ряде случаев привлекались данные сейсморазведки.

При картировании рифейских авлакогенов и их элементов по геофизическим данным основная сложность заключается в том, что линейные гравитационные и магнитные аномалии могут быть связаны не только с авлакогенами, но и с позднеархейско-раннепротерозойскими складчатыми зонами фундамента. Для обоснованного выделения классов аномалий, связанных с основными элементами авлакогенов — грабенами, выполнены теоретические расчеты. Сведения о физических свойствах осадочных пород рифея заимствованы из работы [13], а пород фундамента — петрофизических карт восточной части Балтийского щита, составленных Н. Б. Дортман с соавторами (1980). Расчеты показали, что грабены, выполненные рифейскими отложениями мощностью 0,5—2 км, имеющими дефицит плотности 0,1—0,3 г/см³ по отношению к породам кристалличе-

ского фундамента, должны создавать линейные отрицательные гравитационные аномалии. Амплитуда магнитных аномалий зависит как от мощности отложений в грабене, так и от интенсивности намагничивания пород фундамента, на котором он заложился. Так, грабен шириной 20 км, заполненный практически немагнитными осадочными отложениями мощностью 2 км, при интенсивности намагничивания пород фундамента $100 \cdot 10^{-2}$ А/м создаст линейную отрицательную аномалию интенсивностью 80 нТл, мощностью 4 км — 150 нТл; при ширине грабена 10 км и мощности осадков 2 км — 130 нТл; при мощности осадков 4 км — 250 нТл. Если грабен развит на слабомагнитных породах фундамента намагниченностью $10 \cdot 10^{-2}$ А/м (например, на нижнеархейских гнейсовых образованиях), то амплитуда аномалии будет на порядок ниже и соответственно на среднемасштабных картах $(\Delta T)_a$ аномалии практически не найдут отражения.

Сопоставление данных по скважинам, вскрывшим рифейские образования, с картами гравитационного и магнитного полей подтвердило теоретические расчеты и показало, что рифейские грабены обуславливают цепочки отрицательных линейных гравитационных аномалий общей протяженностью до 600 км, представляющих, по сути, единую линейно-вытянутую сложную аномалию. Составляющие грабен отдельные часто смещенные относительно друг друга сегменты [3] фиксируются отрицательными аномалиями протяженностью 70—150 км, шириной 25—50 км, реже до 70 км. Интенсивность их изменяется в довольно узком интервале. Аномалии, как правило, ограничены зонами повышенных горизонтальных градиентов. Нередко они осложнены более локальными аномалиями, имеющими в целом общее с ними простирание. Отрицательные гравитационные аномалии таких же линейных размеров, но вызванные вещественным составом фундамента, отличаются значительно более высокой интенсивностью и более низкими горизонтальными градиентами. По простиранию аномалии рифейских грабенов часто близки или совпадают с простиранием региональных аномалий, связанных с породами фундамента.

В магнитном поле рифейские грабены не имеют столь однозначной характеристики, как в гравитационном, но определенные закономерности прослеживаются особенно при комплексном рассмотрении материалов магнито- и гравиразведки. Так, большинство сегментов, подтвержденных бурением и имеющих значительные мощности рифея, отражаются в магнитном поле отрицательными линейными аномалиями протяженностью 70—120 км и интенсивностью 100—300 нТл (скв. Павлово-Посадская, Солигаличская, Рослятино [11—13]). Выделить отрицательные аномалии меньшей интенсивности, отвечающие неглубоким депрессиям, практически не удастся из-за недостаточной детальности среднемасштабных карт (сечение изолиний 100 нТл). Известны случаи, когда в районе скважин, вскрывающих рифейские отложения, отмечаются интенсивные положительные магнитные аномалии с такими же линейными параметрами, как и у указанных выше отрицательных (например, скв. Крестцы-2). Нередко такие аномалии выходят за борта и за пределы грабенов, оконтуренных по материалам гравиразведки. По-видимому, природа некоторых из них обусловлена магматическими образованиями, пространственно и генетически связанными с авлакогенами.

Используя отмеченные особенности проявления грабенов в геофизических полях, авторы выделили и трассировали рифейские грабены по всей исследуемой территории, включая участки, слабо изученные глубоким бурением. В итоге было установлено, что на севере Русской платформы развита разветвленная сеть грабенов, которые по взаимному пространственному положению могут быть объединены в совокупности — авлакогены и их составные части (рис. 1).

Согласно классификации Н. С. Шатского, авлакогены по морфогенетическим особенностям подразделяются на две основные группы: простые и сложные. «...к первому классу относятся желоба и другие сравнительно простые структуры. Второй класс — это сложные структуры с самыми разнообразными элементами; в них наряду с прогибами имеются и такие противоположные структуры, как поднятия, складчатые системы» [14, с. 551]. В развитие этих положений в северной

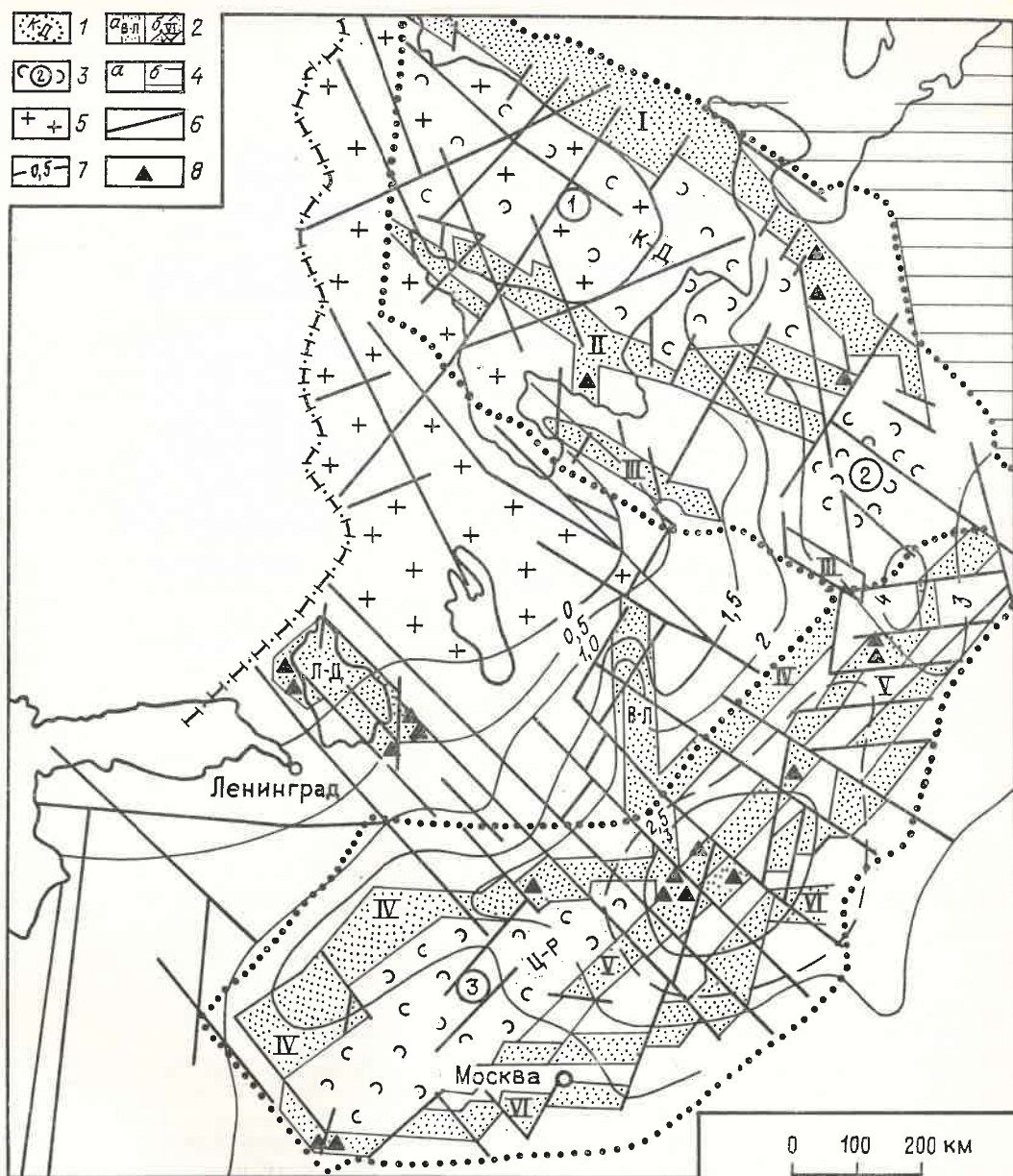


Рис. 1. Схематическая карта размещения рифейских авлакогенов:

1 — сложные авлакогены (Ц-Р — Центральнорусский, К-Д — Кольско-Двинский); 2 — авлакогены простые (а — Л-Д — Ладужский, В-Л — Воже-Лачский), ветви сложных (б — 1 — Баренцево-Предтиманская, II — Терско-Лешуковская, III — Онежско-Двинская, IV — Среднерусская, V — Калинин-Солигаличская, VI — Московская); 3 — срединные выступы (массивы)

сложных авлакогенов (1 — Понойский, 2 — Пинежский, 3 — Ржевский); 4 — кристаллический фундамент эпикарельской (а) и эппайкальской (б) консолидации; 5 — выходы кристаллического фундамента эпикарельской консолидации на современную поверхность (Балтийский щит); 6 — разрывные нарушения; 7 — изомощности венд-кайнозойской части осадочного чехла, км; 8 — глубокие скважины, вскрывшие рифейские отложения

части платформы выделены два сложных авлакогена (Центральнорусский и Кольско-Двинский) и два простых (Воже-Лачский и Ладужский). Сложные авлакогены представляют собой целостную систему, состоящую из совокупности отдельных грабенов (полосовых цепочек грабенов) — ветвей, разделяющих их горстов и срединных вы-

ступов (устойчивых массивов), объединенных общей историей геологического развития. С учетом этого и во избежание путаницы сложные авлакогены именуются не так, как у предшествующих исследователей [2, 4, 7]; ранее принятые названия сохранены за отдельными ветвями сложных авлакогенов. Простые авлакогены имеют на-

звания, наиболее часто встречающиеся в современной литературе.

Центральнорусский авлакоген протягивается в юго-западном направлении от г. Сыктывкара до г. Витебска на 1300 км при общей ширине 300—500 км. Далее с некоторым перерывом он прослеживается в пределах Оршанской впадины [4]. Авлакоген включает три линейно-вытянутые в том же направлении ветви (полосы) грабенов — Среднерусскую (северо-западную), Калинин-Солигаличскую (центральную) и Московскую (юго-восточную), а также разделяющие их горсты и крупное поднятие (Ржевский срединный выступ — массив). Протяженность отдельных ветвей грабенов сопоставима с общей протяженностью авлакогена, ширина же по простиранию изменяется в значительных пределах — от 25—50 до 100—150 км. Трансформными (поперечными к простиранию авлакогена) разломами ветви расчленяются на отдельные протяженные грабены — сегменты. Структурный рисунок этих образований в плане свидетельствует о горизонтальном смещении отдельных сегментов относительно друг друга. Поднятия, разделяющие отдельные грабены внутри авлакогена, представляют собой блоки сложных клиновидных, продолговатых, реже округлых, изометричных и прямоугольных очертаний. Эти образования являются такой же неотъемлемой частью общей структуры авлакогена, как и грабены.

В юго-западной части авлакогена выделяется крупное субизометричное поднятие — Ржевский массив, «обтекаемый» со всех сторон цепочками грабенов: с севера и северо-запада Среднерусской, с юга и юго-востока Московской ветвью. С юго-запада массив ограничен поперечным (по отношению к общему простиранию авлакогена) грабеном. В плане массив — сложный многогранник, вытянутый в северо-восточном направлении от г. Сафоново до Рыбинского водохранилища; его размеры по простиранию 500 км, в поперечнике от 130 до 200 км. В общей системе авлакогена поднятие представляет собой структуру типа срединных массивов (выступов) в геосинклиналях — относительно «жесткий» остаточный массив.

Мощность осадочных и вулканогенно-осадочных образований, выполняющих грабены Центральнорусского ав-

лакогена, колеблется от 0,4 до 1,5—2 км, а иногда и более. В пределах поднятий, разделяющих грабены, мощность отложений достигала, по-видимому, первых сотен метров. В грабенах развиты исключительно терригенные, пестроцветные терригенные группы формаций. Наряду с осадочными терригенными группами формаций, вскрыты вулканогенно-осадочные образования [12].

Магматические формации в пределах Центральнорусского авлакогена установлены в Крестцовском грабене Среднерусской ветви. Они представлены базальт-долеритовой формацией, выделяемой в крестцовский интрузивно-вулканический комплекс. Последний включает две пластовые интрузии диабазов и вулканогенные породы.

Центральнорусский авлакоген ограничен глубинными разломами. Отдельные грабены и их сегменты также ограничены разломами-сбросами, в основном согласными по направлению с общим простиранием авлакогена [15]. Амплитуда смещения по разломам в ряде случаев значительна — около 2 км (Московская ветвь). Эти нарушения, имеющие в большинстве случаев северо-восточное простирание 45° , как в гравитационном, так и в магнитном полях выражены зонами повышенных горизонтальных градиентов. Широко развиты секущие и трансформные разломы, представляющие собой сбрососдвиги. Простирание крупных поперечных разломов преимущественно северо-западное 315° , а в северо-восточной части авлакогена помимо этого отмечаются направления 20 и 0° .

Характер тектонических движений блоковых поднятий внутри авлакогена в рифее реконструировать сложно. Представляется, однако, что во время погружения авлакогена и заполнения грабенов осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями некоторое опускание испытывали и разделяющие их поднятия, включая «срединные» массивы. В современном рельефе фундамента Ржевскому массиву в общих контурах отвечает Нелидовский свод, где глубина до фундамента 1,2—1,6 км, в то время как в районе Московской и Среднерусской ветвей — 2—3 км (см. рис. 1).

Кольско-Двинский авлакоген вытянут в северо-западном направлении на 1200 км — от бассейна р. Вычегды до

Кольского п-ова и границы с Финляндией. Его ширина около 300 км. Подобно Центральнорусскому авлакогену он имеет сложное строение и состоит из трех ветвей грабен (Онежско-Двинской, Терско-Лешуконской, Баренцево-Предтиманской), разделяющих и обрамляющих их горстов и двух срединных выступов — поднятий (Понейского и Пинежского).

Баренцево-Предтиманская ветвь протягивается вдоль северо-восточного края авлакогена, вдоль современного юго-западного склона Тиманского кряжа и северного берега Кольского п-ова. Общая протяженность ветви около 1200 км при ширине 50—100 км. Она состоит из ряда сегментов протяженностью от 40 до 150 км. Южнее, почти субпараллельно Баренцево-Предтиманской ветви, располагается Терско-Лешуконская ветвь протяженностью более 750 км. Ветвь прослеживается в северо-западном направлении от р. Мезень до Кандалакшского залива, включает множество сегментов относительно небольшой протяженности (не более 75 км) и ряд внутренних узких горстов. Онежско-Двинская ветвь располагается у юго-восточной границы авлакогена. Она состоит из двух обособленных грабен: северного — Онежского и южного — Двинского. Онежский грабен представляет собой систему сегментов протяженностью около 300 км, Двинский — единый грабен длиной около 150 км.

За контуры Баренцево-Предтиманской ветви приняты границы линейной региональной положительной магнитной аномалии (Предтиманской). Н. Г. Берлянд с соавторами, основываясь на результатах количественной интерпретации, полагает, что аномалия, вероятнее всего, обусловлена переслаивающимися толщами рифейских отложений и траппов, выполняющими прогиб [1]. Общая мощность высокомагнитной толщи (субгоризонтального пластового тела) около 4 км, глубина до верхней кромки 4 км, ширина 50—70 км.

В пределах Кольско-Двинского авлакогена наиболее развиты разломы северо-западного простирания (290, 315°), ограничивающие как авлакоген в целом, так и отдельные его ветви и грабены. Смещения ветвей и грабен, а также торцевые ограничения их фик-

сируются по северо-восточным разломам с простиранием 45 и 70°.

Разрез рифейских отложений, выполняющих грабены ветвей Кольско-Двинского авлакогена, изучен пока недостаточно. По геолого-геофизическим данным предполагается, что мощность отложений в грабенах достигает 2 км, а в Баренцево-Предтиманской ветви 4 км. В пределах авлакогена развиты терригенные и магматические формации [3, 12].

Ладожский авлакоген расположен в юго-восточной части Ладожского озера. Простирание авлакогена северо-западное, протяженность около 250 км, ширина около 100 км. Состоит из двух узких грабен, разделенных поднятием. Грабенам в гравитационном поле соответствуют относительные минимумы, горсту — максимум. Разломы, ограничивающие грабены и поднятия, входящие в систему Ладожского авлакогена, протягиваются на юго-восток, вплоть до пересечения со структурами Центральнорусского авлакогена. По этим нарушениям, по-видимому, происходили горизонтальные смещения. Не исключено, что в рифее авлакоген протягивался далее на юго-восток, и в пределах полосы разломов формировались горсты и грабены, которые позднее испытали инверсию, в результате чего выполняющие их отложения были размыты. Мощность осадочных и вулканогенно-осадочных образований в наиболее прогнутых частях авлакогена более 500 м [11]. Магматические формации представлены базальт-долеритовой формацией.

Воже-Лачский авлакоген — меридионально ориентированный грабен в районе озер Воже и Лача. Его протяженность около 300 км, ширина 50—60 км. В гравитационном поле выражен линейно-вытянутой интенсивной отрицательной аномалией субмеридионального простирания, в магнитном — системой узколинейных отрицательных аномалий, сопряженных на западе и востоке с интенсивными положительными аномалиями того же направления.

Мощность осадочных образований, выполняющих авлакоген, точно неизвестна, но, по-видимому, составляет первые сотни метров. Одной скважиной, пройденной у д. Коноша, вскрыта глинисто-песчаная толща мощностью 147 км, отнесенная к нижнему рифею

[3]. Другой скважиной, между озерами Воже и Лача, вскрыты горизонтально залегающие алевроито-глинистые отложения со значительной примесью туфогенного материала, сходные с бесовецкой серией нижнего протерозоя Карелии.

Большинство описанных авлакогенов, по-видимому, возникли в среднем рифее, за исключением Воже-Лачского, который более древнего заложения. Датирование и корреляция разрезов рифея Восточно-Европейской платформы значительно затруднены в связи с отсутствием органических остатков, ограниченностью распространения отложений по площади и неполнотой разрезов. Это затрудняет воссоздание особенностей геологического развития региона в рифее и, в частности, определение времени становления структур, зачастую имеющих взаимно ортогональное простирание. В то же время анализ структурного плана рифея свидетельствует о том, что структуры одного простирания секут структуры другого и являются, таким образом, более молодыми. Так, элементы Центральнорусского авлакогена северо-восточного простирания секутся разломами северо-западного направления, на продолжении которых расположен Ладожский авлакоген. Это обстоятельство позволяет предположить более молодой возраст Ладожского авлакогена по сравнению с Центральнорусским. В то же время этому противоречат принятое в настоящее время датирование и сопоставление отложений Ладожского и Центральнорусского авлакогенов. Аналогичная ситуация отмечается и в отношении Воже-Лачского и Центральнорусского авлакогенов, Центральнорусского и Кольско-Двинского авлакогенов и т. д.

Как уже отмечалось, в формировании и строении авлакогенов, а также в тектонике региона важная роль принадлежит разрывным нарушениям. Наиболее значительными из них являются крупные разломы следующих типов: глубинные разломы, ограничивающие сложные авлакогены и геоблоки (краевые пограничные тектонические швы); разломы, секущие сложные авлакогены и геоблоки (сквозные по отношению к ним); разломы, ограничивающие и собственно образующие грабены, горсты, ветви авлакогенов и простые авлакогены; разломы, секущие и

зачастую смещающие ветви авлакогенов и простые авлакогены и не выходящие за пределы сложных авлакогенов и геоблоков [15].

Как отмечалось рядом исследователей [7, 10 и др.], авлакогены представляют собой сложные геологические структуры, образовавшиеся вследствие глобальных процессов, затронувших земную кору и нашедших отражение в глубинном строении территории и последующем ее геологическом развитии. С учетом концепции слоисто-блоковой структуры земной коры описанные сложные авлакогены (совокупности взаимосвязанных грабенов, горстов, ветвей грабенов и срединных выступов — устойчивых массивов) следует выделить в ранг геоблоков. Согласно определению Л. И. Красного [6], под геоблоком понимается глыбовый элемент тектоносферы, определяющий ее специфическую делимость на крупные (общей площадью до 1—5 млн км²) структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а также автономной историей геологического развития. Каждый из геоблоков — Центральнорусский, Кольско-Двинский — в свою очередь может быть подразделен на мегаблоки (рис. 2). Простые авлакогены, практически включающие один—два грабена, входят в состав мегаблоков и занимают в них центральное место, образуя самостоятельные блоки.

Центральнорусский геоблок (550 тыс. км²), соответствующий одноименному сложному авлакогену, состоит из Сухонского и Калининского мегаблоков. Сухонский мегаблок, занимающий северо-восточную часть геоблока, представляет собой совокупность сближенных трех ветвей авлакогенов с интенсивно развитой сетью разломов. Мощность земной коры к северо-востоку от Рыбинского водохранилища составляет 35—40 км (Сухонская зона поднятий в рельефе поверхности Мохо), на участке между Москвой и Костромой она увеличивается до 45 км [8]. Наблюдается обратная зависимость между особенностями рельефа кристаллического фундамента и поверхности М. В целом плотность мегаблока высокая. Прослеживаемые на фоне сильно повышенных значений гравитационного поля линейные региональные аномалии характеризуются значительной протяженностью. Магнитное поле в

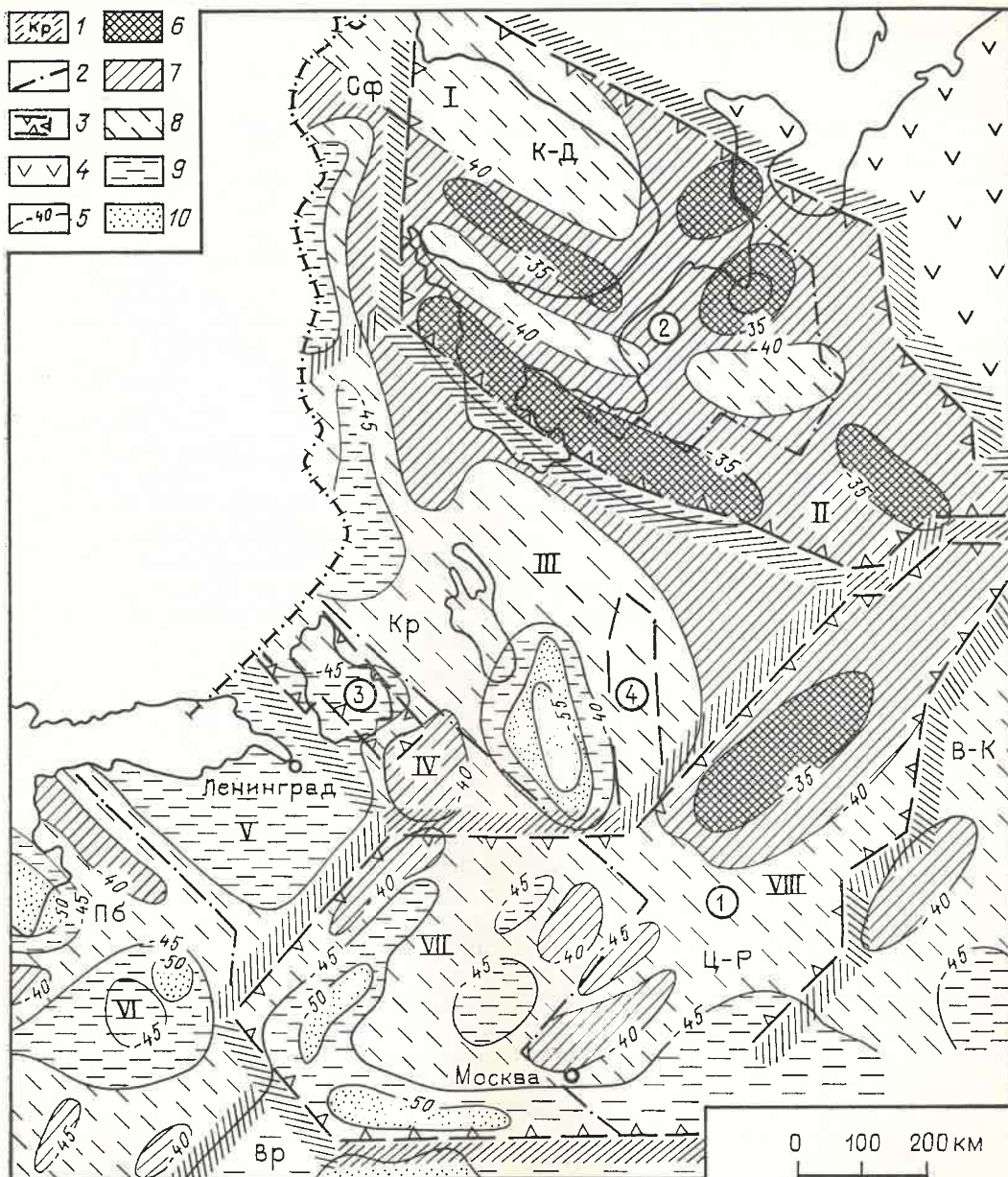


Рис. 2. Схема блокового строения и рельефа поверхности Мохо:

I — геоблоки и их границы (Ц-Р — Центральнорусский, К-Д — Кольско-Двинский, Кр — Карельский, Пб — Прибалтийский, Сф — Свекофенский, Вр — Воронежский, В-К — Волжско-Камский); 2 — граница между мегаблоками, выделенными в пределах геоблоков (мегаблоки: I — Понойский, II — Пинежский, III — Центральноонежский, IV — Ладожский, V — Лужский, VI — Даугавский, VII — Калининский,

VIII — Сухонский); 3 — рифейские авлакогены (сложные: 1 — Центральнорусский, 2 — Кольско-Двинский; простые: 3 — Ладожский, 4 — Воже-Лачский); 4 — кристаллический фундамент эпикарельской консолидации (на остальной территории — эпикарельский кристаллический фундамент); 5 — изогипсы рельефа поверхности Мохо, км, по [5, 8] с дополнениями авторов; участки с отметками рельефа поверхности Мохо, км: 6 — от -30 до -35, 7 — от -35 до -40, 8 — от -40 до -45, 9 — от -45 до -50, 10 — ниже -50

пределах мегаблока в целом имеет пониженные значения. Выделяемые на его фоне региональные положительные линейные аномалии имеют небольшую интенсивность. В венде и палеозое мегаблок представлял собой единую область опускания, что привело к обра-

зованию Московской синеклизы. Мощность венд-кембрийской части осадочной толщи 0,8—1 км, а общая мощность венд-кайнозойских осадков 1,5—4 км.

Калининский мегаблок вытянут в северо-восточном направлении (разме-

ры 600×350 км). В магнитном поле ему соответствует эллипсоидная, вытянутая в том же направлении область, внутренняя часть которой обладает мозаичной структурой и представляет собой ядро, с внешней стороны окаймленное интенсивными положительными и отрицательными линейными региональными аномалиями. Общий уровень гравитационного поля высокий, но все же несколько ниже по сравнению с Сухонским мегаблоком. В осредненном гравитационном поле в центральной части мегаблока выделяется относительно понижение, отвечающее области мозаичного магнитного поля (ядру). Мощность земной коры в пределах мегаблока варьирует от 40 до 50 км. В рельефе поверхности М отмечается несколько относительно локальных форм (выступов и впадин), которые образуют зональную структуру: в центре — близизометричные формы, по периферии — вытянутые согласно развитым здесь ветвям рифейских грабен. В целом плотность мегаблока повышенная. В венде, палеозое и мезокайнозое блок представлял собой устойчивую область и испытывал незначительные нисходящие движения, в то время как к северо-востоку от него территория подвергалась интенсивному прогибанию (Сухонский мегаблок). В современном рельефе кристаллического фундамента мегаблоку в целом соответствует поднятие (Нелидовский свод). Мощность венд-кайнозойских отложений здесь 1—1,5 км; исключением является район Среднерусской ветви грабенов, где отмечен локальный прогиб и мощность отложений составляет 2 км.

Кольско-Двинский геоблок соответствует одноименному сложному авлакогену (500 тыс. км²) и состоит из Беломорского и Вашского мегаблоков. Вашский мегаблок в плане неправильной формы. Центральной его части отвечает участок мозаичной структуры магнитного и гравитационного полей, не характерный для остальной части авлакогена. К северу и югу от этого участка отмечаются Баренцево-Предтиманская и Онежско-Двинская ветви рифейского авлакогена. Рельеф поверхности М довольно спокойный; мощность земной коры в пределах мегаблока колеблется от 35 до 40 км. Мегаблок обладает высокой средней плотностью. В венде — силуре эта тер-

ритория претерпела дифференцированное интенсивное опускание, причем наименьшее было в центральной части. В ордовике — девоне геоблок воздымался, а начиная с карбона до мела — погружался. В настоящее время мощность венд-кайнозойской части осадочного чехла 2—4 км.

Беломорский мегаблок вытянут в северо-восточном направлении (размеры 300×800 км). Его центральная часть представляла собой устойчивый массив (выступ) и теперь является частью Балтийского щита в пределах Кольского п-ова. Гравитационные и магнитные региональные аномалии в целом северо-западной ориентировки. Рельеф поверхности М довольно расчлененный, отметки изоглубин изменяются от 30 до 40 км. Преобладают вытянутые формы рельефа, который, как правило, хорошо согласуется в плане с основными структурами фундамента. Беломорский блок, как и Вашский, обладает высокой средней плотностью.

Ладожский и Воже-Лачский авлакогены находятся в пределах Карельского геоблока, первый — в Ладожском мегаблоке, второй — в восточной части Онежского. Ладожский мегаблок вытянут в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 150—200 км и, по-видимому, продолжается на территории Финляндии. Для мегаблока характерна четкая северо-западная ориентировка структур, согласная с его общей вытянутостью. Центральное место в мегаблоке занимает Ладожский авлакоген. Мощность земной коры в пределах Ладожского авлакогена, т. е. в северо-западной части мегаблока, составляет немногим более 45 км, к юго-востоку — менее 40 км. Мегаблок обладает повышенной плотностью.

Воже-Лачский субмеридиональный авлакоген занимает восточную часть Онежского мегаблока. Рельеф поверхности М в пределах мегаблока относительно спокойный, лишь к западу от авлакогена (юго-восточнее Онежского озера) отмечается локальное, вытянутое в субмеридиональном направлении понижение до 55 км (Белозерская впадина). Мегаблок обладает средней плотностью. Региональные магнитные и гравитационные аномалии малочисленны. Начиная с фанерозоя северо-западная часть мегаблока испытывала устойчивое воздымание, а юго-восточ-

ная — небольшое опускание. Современная мощность венд-кайнозойской части осадочного чехла 0,5—1,5 км, а в районе Воже-Лачского авлакогена, претерпевшего в девоне регенерацию, до 2 км.

В литературе довольно широко дискутируется вопрос о связи авлакогенов со структурами дорифейского кристаллического фундамента, высказываются по этому поводу различные, подчас противоречивые, точки зрения. Проведенный нами анализ свидетельствует о том, что рифейские авлакогены (с учетом уточненного плана их расположения) имеют то же генеральное направление простирания, что и основные структуры фундамента [9]. Отдельные ветви сложных авлакогенов располагаются либо на месте древних (позднеархейских — раннепротерозойских?) подвижных поясов, либо параллельны им. Последние фиксируются по линейным интенсивным положительным гравитационным и магнитным аномалиям и, по-видимому, представляют собой протоавлакогены с интенсивным развитием основного вулканизма. Необходимо также отметить, что ветви сложных авлакогенов «огигают» древние гранито-гнейсовые ядра, характеризующиеся изометричным рисунком в магнитном и гравитационном полях. Примером служит Центральнорусский авлакоген, в пределах которого Ржевский устойчивый массив (ядро) огигается Среднерусской и Московской ветвями, изменяющими в этом месте основную ориентировку, Калинин-Солигаличская же ветвь лишь немного углубляется в него с северо-востока (см. рис. 1). Аналогичные ситуации наблюдаются в рифтовых зонах и на других древних платформах [7].

Согласно классификации Е. Е. Милановского [7], рассмотренные авлакогены следует отнести к пачелмскому типу — позднепротерозойским авлакогенам без четко выраженной инверсии. Собственно авлакогенный (рифтовый) этап развития севера Русской платформы продолжался в течение длительного периода — с раннего до позднего рифея и завершился в конце рифея. В последующем над сложными авлакогенами и их частями образовались широкие депрессии — синеклизы (правило Шатского). Так, на месте центральной и северо-восточной частей

Центральнорусского авлакогена, начиная с венда стала формироваться Московская синеклиза, на месте центральной и юго-восточной частей Кольско-Двинского авлакогена, начиная с позднего палеозоя — Мезенская синеклиза. Суммарная мощность поставлакогенных осадков 2—4 км. Многие исследователи [7 и др.] связывают это с постепенным охлаждением и уплотнением вещества в низах коры и верхней мантии под отмирающей зоной авлакогена, которое в итоге приводит к плавному опусканию земной поверхности. Охлажденное и уплотненное вещество приобретает плотностные характеристики «нормальной» верхней мантии и образует выступ последней («подъем» верхней мантии под отмирающими древними авлакогенами). В современном состоянии мощность земной коры в Центральнорусском и Кольско-Двинском авлакогенах составляет 30—40 км, за исключением устойчивых массивов; наблюдается отрицательная корреляционная связь между рельефом поверхности М и кристаллического фундамента. Наибольшее прогибание земной поверхности произошло над сложными авлакогенами в местах сближения (сочленения) ветвей грабенов, т. е. на наиболее раздробленных участках, наименьшее — в пределах устойчивых массивов. Для территории обоих сложных авлакогенов характерны повышенные значения гравитационного поля.

В заключение следует отметить, что рифейские авлакогены севера Русской платформы весьма сложной и разветвленной структуры. С учетом общности пространственного и геологического строения разрозненные грабены и авлакогены, выделяемые предшествующими исследователями, объединены нами в сложные авлакогены, представляющие собой совокупность ветвей грабенов, горстов и срединных устойчивых массивов. Такая систематизация позволила впервые выделить на севере Русской платформы два протяженных сложных авлакогена — Центральнорусский и Кольско-Двинский. Воже-Лачский и Ладожский простые авлакогены представлены одним—двумя грабенообразными понижениями. Как те, так и другие, оказали существенное влияние на геологическое развитие территории, что отражено в структуре осадочного чехла и глубинном строе-

нии земной коры. Уточненные в процессе проведенных исследований контуры авлакогенов и их составных частей могут явиться основой для металлогенических построений и составления программы глубинного изучения территории, в т.ч. оптимального расположения глубоких скважин и геотраверсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным)//Сов. геология. 1976. № 1. С. 115—123.
2. Валеев Р. Н. Тектоника и минералогия рифей и фанерозоя Восточно-Европейской платформы.— М.: Недра, 1981.
3. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы/Под ред. Н. С. Иголкиной.— Л.: Недра, 1981.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа/Под ред. В. Д. Наливкина, К. Э. Якобсона.— Л.: Недра, 1985.
5. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли/Е. А. Козловский, В. Ю. Зайченко, В. А. Ерхов и др.//Сов. геология. 1987. № 11. С. 7—20.
6. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков.— М.: Недра, 1984.
7. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах).— М.: Недра, 1983.
8. Неволин Н. В., Козлова Е. Ф., Патрушева В. А. Рельеф поверхности Мохоровичича Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий//Сов. геология. 1979. № 11. С. 42—52.
9. Основные проблемы геологического строения Русской плиты/Под ред. К. О. Кратца.— Л.: Наука, 1979.
10. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов//Докл. 27 МКГ. Тектоника. М., 1984. Т. 7. С. 78—109.
11. Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд)/Отв. ред. Б. М. Келлер, М. А. Семихатов.— Л.: Наука, 1979.
12. Стратиграфия СССР — верхний докембрий/Под ред. Б. М. Келлера.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
13. Физические свойства осадочного чехла Восточно-Европейской платформы/Под ред. Н. В. Подоба.— М.: Недра, 1975.
14. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 2.— М.: Наука, 1964.
15. Эринчек Ю. М., Ерхов В. А., Мильштейн Е. Д. Системы разломов северной части Русской платформы и их роль при прогнозировании месторождений полезных ископаемых//Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений. Днепропетровск, 1988. С. 31—34.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 550.93 : 551.251 (571.66)

© В. И. Виноградов, В. С. Григорьев, В. М. Кастрыкина, 1991

Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки

В. И. ВИНОГРАДОВ, В. С. ГРИГОРЬЕВ (ГИН АН СССР),
В. М. КАСТРЫКИНА (ПГО «Аэрогеология»)

Метаморфические породы фундамента Камчатки образуют на юге полуострова два крупных выхода: на Ганальском хребте и в южной части Срединного хребта. Они представлены кристаллическими сланцами и гнейсами, метаморфизованными от низов зеленосланцевой до гранулитовой фации, последнее обстоятельство и послужило основанием относить эти образования к протерозойским, хотя не все исследователи разделяют такую точку зрения.

В результате первых исследований изотопного возраста метаморфических пород Камчатки в районе кальдеры вулкана Хангар, вблизи северного за-

мыкания выступа в Срединном хребте, был обоснован раннемеловой возраст метаморфических пород того минерального и химического состава, который они имеют сегодня [2].

Полученные результаты коренным образом противоречили схеме возрастного расчленения пород, принятой при геологическом картировании района. Поэтому по просьбе ПГО «Камчатгеология» мы продолжили исследования, и летом 1987 г. было проведено опробование фундамента вблизи южного замыкания выступа в верховьях р. Сунтунк, т. е. примерно в 120 км южнее первого района работ, а также на Га-

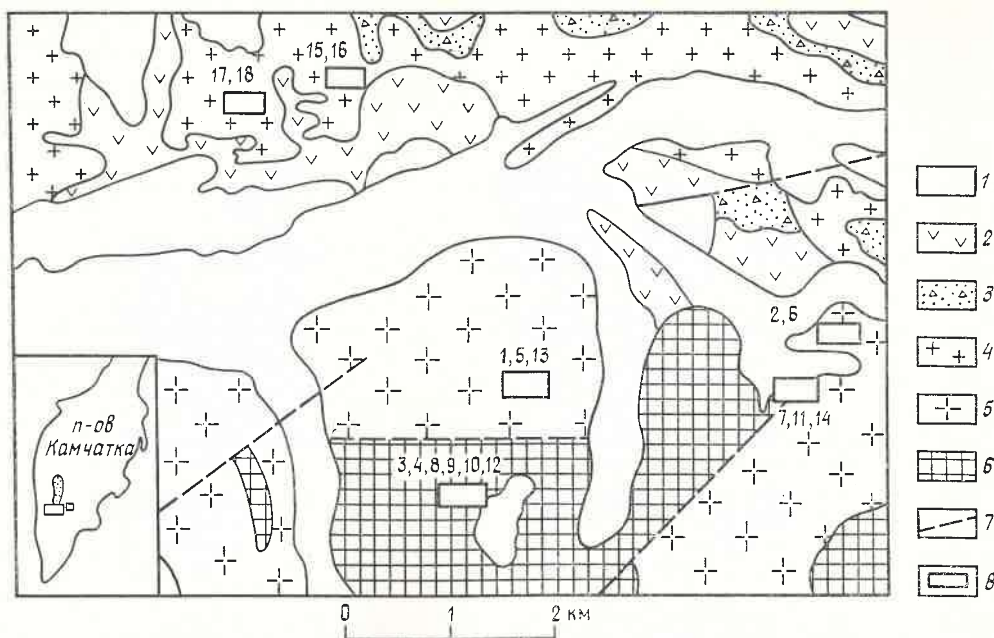


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Срединного хребта:

1 — современные отложения; 2 — неогеновые интрузии; 3 — меловые терригенные отложения с прослоями

ми вулканогенных пород; 4 — меловые гранитоиды; 5 — протерозойские гранитоиды; 6 — протерозойские плагинейсы (колпаковская серия); 7 — тектонические нарушения; 8 — места отбора проб; на врезке — местоположение метаморфического выступа

нальском хребте, по северному обрамлению Юрчикского габброндного массива.

Методы проведения эксперимента. Валовые пробы пород отбирались массой около 10 кг. Поскольку отбор проб проводился без использования взрывной техники, выбирались глыбы 20—40 кг, которые здесь же на месте раскалывались до размера обломков не выше 50 мм. Все поверхности выветривания, в т. ч. и вдоль трещин, скалывались и отбрасывались. В камеральных условиях пробы дробились до фракции менее 1 мм и отквартовывались до навесок около 200 мг, которые и шли в химическую обработку. Способ химической обработки проб и выделения фракций рубидия и стронция описан ранее [4]. В настоящее время мы используем трасеры с большей степенью обогащения, что повышает надежность измерений. Точность измерения отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно лучше 1 % и около 0,00005.

Для выделения фракций самария и неодима использовался метод, предложенный П. Рихардом и др. (1976) и воспроизведенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР [8]. Изотопные измерения

проводились на масс-спектрометре МАТ-260 и контролировались на масс-спектрометре МАТ-261 в лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Точность измерений проверялась параллельными опытами и по рекомендованным эталонам карбоната стронция ВНИИМ и оксида неодима ИГЕМ. Аттестованное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в последнем составляет $0,512442 \pm 8$ при нормировании по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ [3]. Реально полученное в лаборатории в течение года это значение по 14 измерениям составило $0,51243 \pm 8$.

Южная часть выступа фундамента в Срединном хребте. В настоящее время не существует единой схемы геологического строения Срединно-Камчатского выступа. При проведении полевых работ мы руководствовались крупномасштабной геологической картой, составленной в 1969 г. сотрудниками ПГО Камчатгеология (Д. А. Бабушкин, Ю. В. Бархатов и др.).

Первая серия опробованных нами пород (рис. 1) представлена плагинейсами и сланцами, в разной степени гранитизированными и переработанными, а также мигматитами. Плагинейсы и сланцы состоят из кварца,

плагноклаза-олигоклаза, биотита, граната, ставролита. Из акцессорных обычны апатит, циркон и турмалин. Биотит и плагноклаз иногда замещаются волокнистым фибролитом с одновременным окварцеванием. Параллельно с фибролитом развивается мусковит, образуя с ним взаимные прораствания.

Мигматиты представляют собой тонкополосчатые породы с преобладанием по мощности и количеству меланосомы сланцев и плагногнейсов. Лейкосма представлена небольшими, до двух сантиметров, послойными выделениями порфиробластических лейкократовых плагногранитов — трондьемитов. Порфиробласты плагноклаза в них (олигоклаз № 22) содержат включения раннего олигоклаза (№ 28—30), кварц укрупняется и обособливается в «очковые» агрегаты, укрупняются чешуйки биотита. В плагногранитах появляются новообразованные гранат, мусковит, турмалин, апатит.

Опробованные плагногнейсы, согласно авторам геологической карты, относятся к колпаковской серии. Однако ряд фактов вынуждает нас присоединиться к мнению А. И. Ханчука [9] и относить их к малкинской серии, т. к. указанные породы не содержат калиевого полевого шпата и сравнительно слабо метаморфизованы в ставролитовой или эпидот-амфиболитовой фации.

Другая серия опробованных пород принадлежит гранитоидам кольского плагногранит-тоналитового комплекса, располагающегося в бассейне р. Коль. Это один из крупнейших гранитоидных массивов выступа Срединного хребта; его площадь около 550 км². Аналогичные плутоны плагногранитов встречаются практически на всем протяжении выступа фундамента. Кольский массив расположен в осевой части Срединно-Камчатской вулканической зоны в ядре Пымтинского гранитогнейсового купола (С. М. Синица, К. С. Шашкин, 1979). Преобладающие в его составе породы представлены плагногранито-гнейсами. Их контакты с вмещающими отложениями постепенные, часто ровные и четкие. Нередко встречаются ксенолиты и крупные блоки сланцев и плагногнейсов, похожих на таковые вмещающей толщи.

По данным А. И. Ханчука [9], гранитоиды Кольского массива перекры-

ваются терригенными меловыми отложениями кихчикской серии. Возраст же массива принимается им условно как позднепалеозойский—мезозойский. В составе массива в бассейне р. Сунтунк наиболее широко развиты тоналиты, в меньшей степени плагногнейсограниты, очень редко граниты, а также гранитизированные и мигматизированные плагногнейсы и сланцы вмещающей малкинской серии.

Тоналиты представляют собой серые средние- и крупнозернистые породы гнейсовидной и очковой текстуры. «Очки» сложены монокристаллами и агрегатами зерен плагноклаза, реже кварца, обтекаемыми измененными чешуйками и агрегатами биотита. Тоналиты претерпели более поздние изменения: милонитизацию, перекристаллизацию, гранитизацию, кислотное выщелачивание, низкотемпературное гидротермальное воздействие. Все эти процессы сказались на структурных и текстурных особенностях тоналитов. Наименее измененные из них состоят из плагноклаза (55—65 %), кварца (20—25), биотита (15—20) и акцессорных апатита и циркона. Поздние минералы представлены фибролитом, мусковитом, турмалином, хлоритом, серицитом, апатитом второй генерации.

Другая распространенная разновидность пород Кольского массива — плагногнейсограниты — является продуктом интенсивной переработки тоналитов и вмещающих плагногнейсов и сланцев. Минеральные соотношения в образованиях массива дают основание говорить о сложной истории его формирования.

Результаты изотопных исследований (табл. 1) по плагногнейсам колпаковской серии и гранитоидам Кольского массива обнаруживают изохронные зависимости, отвечающие возрастам 141 и 66 млн лет при близких первичных отношениях соответственно 0,70520 и 0,70549 (рис. 2). Начальные отношения изотопов стронция в метаморфических породах занимают промежуточное положение между таковыми в двух комплексах пород в районе вулкана Хангар. Нет никаких сомнений, что и в данном случае полученный раннемеловой возраст отражает время образования метаморфических толщ Срединного хребта. Метаморфическим и метасоматическим преобразованиям в раннемеловое время подверглись вулкано-

1. Рубидий-стронциевые характеристики пород фундамента юга Срединного хребта

Номер пробы	Характеристика пробы	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{90}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{90}\text{Sr}$
		Rb	Sr		
Колпаковская серия					
1	Плагинейс гранат-биотитовый	67,1	302,3	0,642	0,70653
2	Тоналит биотитовый	74,6	307,3	0,702	0,70658
3	Плагинейсогранит двуслюдяной	63,1	247,9	0,736	0,70671
4	Плагинейсогранит двуслюдяной, фибролитизированный	59,0	227,1	0,752	0,70676
5	Тоналит двуслюдяной	70,1	268,1	0,753	0,70668
6	Тоналит двуслюдяной, фибролитизированный	70,1	258,1	0,785	0,70674
7	Тоналит биотитовый, фибролитизированный	73,6	257,8	0,826	0,70681
8	Тоналит биотитовый, мусковитизированный	71,2	214,5	0,960	0,70711
9	Плагинейс биотитовый, мусковитизированный	87,4	241,4	1,047	0,70735
10	Плагинейс гранат-биотитовый, мусковитизированный	68,3	178,1	1,108	0,70740
11	Мигматит: меланосома-гранат-биотитовый плагинейс, лейкозома-трондьемит	91,2	218,0	1,210	0,7076
12*	То же	103,4	255,2	1,172	0,70679
13*	Плагинейс гранат-биотитовый, мигматизированный	147,5	119,4	3,574	0,70916
14*	Тоналит гранитизированный биотитовый, катаклазированный, карбонатизированный	89,1	207,0	1,246	0,70656
Кольский массив					
15	Сланец гранат-ставродит-биотитовый	82,9	309,3	0,775	0,70633
16	Гранит биотитовый, хлоритизированный	90,6	243,9	1,074	0,70657
17	Плагинейсогранит двуслюдяной	101,4	252,0	1,164	0,70675
18	Тоналит гранитизированный, биотитовый, мусковитизированный	100,9	230,5	1,267	0,70677

* Эти пробы не учитывались при расчете изохрон.

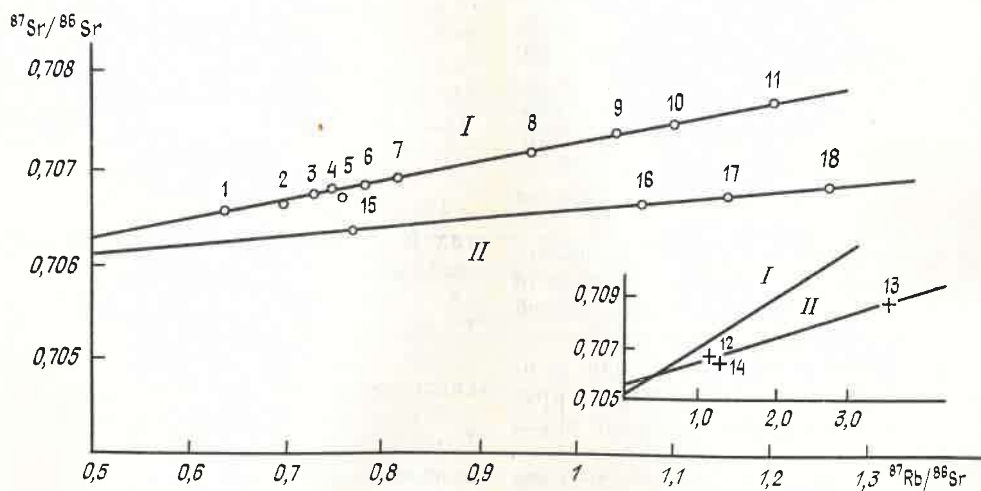


Рис. 2. Эволюционная диаграмма Rb/Sr системы пород южной части выступа Срединного хребта:

I — изохронная зависимость, отвечающая возрасту плагинейсов колпаковской серии 141 ± 4 млн лет,

II — изохронная зависимость, отвечающая возрасту гранитоидов кольского плагинейсогранитового комплекса 66 ± 3 млн лет, 1_0 $0,70556 \pm 5$; на врезке — положение точек проб гнейсового комплекса, лежащих на изохроне гранитоидов кольского комплекса; 1—18 — номера проб, см. табл. 1

тенные породы основного состава, продукты их разрушения, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения. Низкое начальное отношение изотопов стронция не позволяет говорить о существовании в областях размыта и сноса древних (палеозойских и древнее) пород кислого состава. Тем самым подтверждается сделанный ранее вывод о начале формирования гранитной коры Камчатского региона в нижнем мелу [2].

Изохрону, которая соответствует гнейсовому комплексу, определяют 11 из 14 отобранных проб. Остальные три обнаруживают отличные от этой изохронной зависимости рубидий-стронциевые характеристики, и все они ложатся на изохрону, отвечающую породам Кольского массива.

Изучение возраста пород Кольского массива не представляло для нас самостоятельного интереса, и мы ограничились полевыми сборами минимального числа проб (будучи уверенными в получении того же раннемелового возраста). Все четыре отобранные пробы легли на изохрону. Три из них представляют типичные для массива плагиогнейсограниты, а одна — образец ксенолита кристаллического сланца. Реальность фиксируемого данной изохроной события подтверждается тремя случайными пробами гнейсов колпаковской серии. В горизонтальном проложении пункты отбора проб обоих комплексов пород отстоят друг от друга на 4—5 км. Учитывая сложную геологическую ситуацию района, можно допустить, что магматическая активизация его в позднемеловое время не только привела к формированию гранитогнейсовых куполов типа Кольского массива, но и отразилась на изотопных системах пород в ближайшем их окружении.

Различие в возрасте метаморфических образований северной (130 млн лет) и южной (140 млн лет) частей выступа выходит за границы аналитической неопределенности и, по-видимому, отражает реальный сдвиг во времени метаморфических событий в регионе.

Возрасту гранитоидов Кольского массива отвечает еще один этап магматической активности в регионе в позднемеловое время. Признаки термальной активности примерно на уровне нижнего палеогена (55 млн лет)

были зафиксированы ранее в северной части выступа [2]. Это временное запаздывание термальных событий, намечающееся в породах фундамента с юга на север, нуждается в дальнейшем подтверждении.

Ганальский выступ. Размеры его примерно 20×60 км [5]. В северной части он сложен метаморфизованными в фации зеленых сланцев породами стеновой серии. Степень их метаморфизма нарастает в южном направлении. Считается, что этот прогрессивный для отложений стеновой серии метаморфизм проявился как регрессивный для кристаллических образований Южного Вахталкинского блока. В пределах последнего сохранились остатки пород, метаморфизованных в гранулитовой фации.

Центральную часть Вахталкинского блока занимает крупный Юрчикский массив габброноритов. Именно в приконтактных зонах габброноритов развиты породы гранулитовой фации. Существуют разные точки зрения на происхождение этих гранулитов. Так, И. А. Тарарин (1979) считает, что гранулиты в северной части Юрчикского массива возникли в результате контактового метаморфизма. Тогда же, по его мнению, образовались пластообразные тела плагиогранитов. Наоборот, Л. Л. Герман пишет, что «тесная ассоциация плагиогнейсогранитов с метаморфическими породами амфиболитовой фации, конформное положение их в общей структуре, образованной этими породами, и срезание массивом габброноритов структурных элементов ганальской серии ... не оставляют сомнений в более древнем по сравнению с габброноритами возрасте плагиогнейсогранитов» [5, с. 99].

На официальных геологических картах Камчатки юрчикские габбро отнесены к меловому, а окружающие их метаморфиты — к протерозойскому возрасту.

Вблизи северного контакта Юрчикского массива с метаморфитами Ганальского хребта в долине р. Вактан-Ганальский левый (рис. 3) было проведено опробование габброидов и плагиогранитов. Последние образуют здесь серию пластино- или пластообразных крутопадающих тел мощностью до 10 м и протяженностью в сотни метров и километры. На юге они как бы утыка-

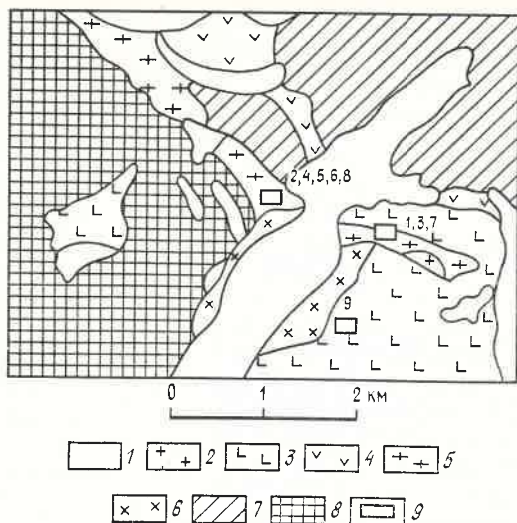


Рис. 3. Схема геологического строения Ганальского выступа:

1 — современные отложения; 2 — нижнемiocеновые гранодиориты и диориты; 3 — верхнемiocеновые габбро-нориты, Юрчикский массив; 4 — меловые дацитовые порфиры; 5 — меловые плагиограниты; 6 — мезозойские гнейсовидные габбро; 7 — мезозойские сланцы, туманская толща; 8 — палеозой-мезозойская толща ганальского метаморфического комплекса; 9 — места отбора проб

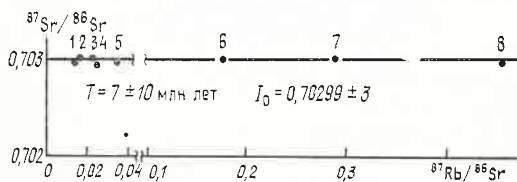


Рис. 4. Эволюционная диаграмма Rb/Sr системы плагиогранито-гнейсов Ганальского хребта в северном обрамлении Юрчикского массива:

1—8 — номера проб, см. табл. 2

2. Рубидий-стронциевые характеристики плагиогранитов Ганальского хребта

Номер пробы	Характеристика пробы	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Rb	Sr		
1	Трондьемит blastомилонитизированный, хлоритизированный	3,7	741,3	0,014	0,70298
2	Олигоклазит blastомилонитизированный	4,2	732,1	0,016	0,70304
3	Трондьемит blastомилонитизированный, окварцованный	4,5	557,4	0,023	0,70300
4	Трондьемит биотитовый милонитизированный, окварцованный	5,8	692,1	0,024	0,70294
5	Трондьемит амфибол-биотитовый, хлоритизированный	5,6	459,2	0,035	0,70298
6	Трондьемит амфибол-биотитовый, хлоритизированный	46,1	752,5	0,177	0,70301
7	Трондьемит биотитовый, милонитизированный, хлоритизированный	61,0	613,1	0,287	0,70314
8	Трондьемит амфибол-биотитовый, милонитизированный	82,8	527,4	0,454	0,70297

ются в массив габбро, но все контакты погребены под осыпями.

Биотитовые и реже роговообманково-биотитовые плагиограниты значительно милонитизированы, мигматизированы; сложены плагиоклазом (65—70%), кварцем (25—30), биотитом (до 10%). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом.

Исследованный образец габбронорита, отобранный в левом борту р. Вактан-Ганальский левый из коренного выхода пород, состоит из лабрадора и андезина (65—70%), гиперстена (15), диаллага (5—7), рудного минерала (3—5) и биотита (2—3%). Содержит единичные зерна апатита, роговой обманки и калиевого полевого шпата. Вторичные изменения проявлены очень слабо и выражены в замещении гиперстена тальком с образованием магнетита и в хлоритизации.

Rb-Sr характеристики плагиогнейсов приведены в табл. 2 и на рис. 4. Все восемь проб образуют изохрону с возрастом 7 ± 10 млн лет. Большая относительная ошибка определения связана с очень молодым возрастом плагиогранитов и низкими Rb/Sr отношениями в них. Очень низкое начальное отношение изотопов стронция 0,70299 определенно свидетельствует об отсутствии изменений рубидий-стронциевой системы при вторичных преобразованиях этих пород. Другими словами, установленный миоценовый возраст характеризует, вероятнее всего, непосредственно возраст образования плагиогранитов.

3. Самарий-неодимовые характеристики
минеральных фракций
габбронорита Юрчикского массива

Минерал	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
Плагиоклаз	0,113	0,51311
Клинопироксен	0,215	0,51311
Ортопироксен	0,230	0,51314
Вал	0,137	0,51313

Из самарий-неодимовых характеристик мономинеральных фракций образца габбро (табл. 3) видно, что при очень большом разбросе Sm/Nd отношений в минералах изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ остаются почти равными, в пределах ошибки измерения. Формальный расчет возраста дает значение 14 ± 20 млн лет. Разумеется, что самарий-неодимовый метод неприменим для определения столь молодых возрастов. Однако рубидий-стронциевый метод вообще не пригоден для работы с породами основного и ультраосновного состава, но предположение о столь молодом возрасте габброидов хотя и было возможно, требовало проверки. Учитывая большую неопределенность полученного самарий-неодимовым методом возраста габброноритов Юрчикского массива, правильное говорить о его миоценовом возрасте, не давая конкретные цифровые значения.

Таким образом, первые серьезные изотопно-геохимические исследования пород фундамента Камчатки, проводившиеся нами с 1985 г., позволили обосновать возраст геологических событий, решительно противоречащий принятому сегодня при геологическом картировании, а также и ранее опубликованным результатам Pb-Pb определений по цирконам Юрчикского массива и плагиогранитов его южного обрамления [7, 6]. Трудно найти объяснение данному факту. Если это не результат загрязнения цирконов в ходе их сепарации, придется признать реальное существование цирконов с более древним возрастом. Однако всегда остается вопрос, какое отношение они имеют к возрасту вмещающей толщи. Что касается термояонного метода, которым были получены результаты, то само его применение для датирования вызывает большие возражения [1]. Вот почему методы, которые опираются на

породообразующие минералы и тем более на валовые пробы, дают более представительные сведения об истории формирования изучаемых образований. Обоснованные нами значения возраста должны заставить существенно пересмотреть общие представления о геологическом развитии региона и переоценить степень значимости некоторых фактов, на которых часто основываются геологические обобщения.

Сейчас можно утверждать, что метаморфические и магматические комплексы Срединного хребта Камчатки сформировались в раннемеловое время за счет преобразований вулканогенных и вулканогенно-осадочных основного состава и хемогенно-осадочных образований и нет никаких оснований рассматривать комплексы протопород как древние. Исходя из общегеологической ситуации их возраст, видимо, следует считать мезозойским, отвечающим началу становления островной или островодужной системы на коре океанического типа. Один из авторов статьи, В. М. Кострыкина, считает, что петрографические исследования пород свидетельствуют о сложной и, следовательно, более длительной истории их формирования, и не исключает в дальнейшем выявления реликтовых более древних возрастов.

В Ганальском хребте процесс «континентализации» коры также проходил по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам мезозоя и закончился в миоцене, а в Восточном поясе активного вулканизма он, мы полагаем, продолжается и в настоящее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ возможностей и ограничений «термояонного» и «термояонхронного» методов изотопного датирования//И. В. Чернышев, О. А. Левченко, Е. В. Бибикина и др.//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 3—16.
2. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Лейтес А. М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30—38.
3. Виноградов В. И., Чернышев И. В. Стандартные образцы и сверочные пробы для изотопно-геохронологических исследований//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 71—78.
4. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала/М. И. Буякайте, В. И. Виноградов, В. Н. Кулешов и др.//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 376. С. 184—196.
5. Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки.— М.: Недра, 1978.

6. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива//Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 932—935.
7. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки/А. Б. Львов, А. Н. Неелов, Е. С. Богомолов и др.//Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47—57.
8. Прецизионный изотопный анализ неодима в

горных породах/Д. З. Журавлев, И. В. Чернышев, А. Д. Агапова и др.//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 23—40.

9. Ханчук А. И. Эволюция древней сналической коры в островодужных системах Восточной Азии.— Владивосток: 1985, ДВНЦ АН СССР.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

УДК 551.21 : 551.763.3(479.24)

© Коллектив авторов, 1991

Позднемеловые вулканические серии Гочасского прогиба (Малый Кавказ)

А. С. ОСТРОУМОВА, И. Я. ЦЕНТЕР,
А. Г. АВДЕЕВ, Э. М. БУГРОВА (ВСЕГЕИ)

Главными задачами современного геологического картирования являются интерпретация истории развития и типизация различных геологических структур с использованием геодинамических моделей. Объект наших исследований — позднемеловые вулканические образования Гочасского прогиба, привлекавшие внимание геологов и ранее своим субщелочным составом. В дополнение к ранее известным данным [1, 2, 5, 9; В. Н. Григорьев, С. Д. Соколов, 1978; Ф. А. Ахундов, М. А. Мустафаев, 1983; В. Е. Железняк и др., 1976] полученная авторами более полная геолого-петрографическая, петрохимическая, геохимическая и минералогическая картина позднемелового вулканизма Гочасского прогиба позволяет предложить вариант палеогеодинамической реконструкции формирования этой структуры и уточнить ее возраст.

Гочасский прогиб — протяженная плоскодонная асимметричная структура, прослеживающаяся от р. Аракс на юго-востоке до Восточно-Гокчинского хребта на северо-западе. Юго-западным флангом он примыкает к Кафанскому поднятию, а на северо-востоке граничит с Севано-Акеринской зоной по Лачин-Башлыбельскому разлому. Э. М. Сихалибейли (1964—1966) относит его к Мисхано-Кафанской структурно-формационной зоне, В. Е. Хаин (1984) — к Кафанской. Гочасский прогиб выполнен осадочно-вулканогенной толщей (мощностью не менее 500 м), в строении которой видна отчетливая поперечная зональность, выраженная в преобладающем развитии вулканических пород в осевой части прогиба,

осадочных и вулканогенно-осадочных — в его бортах. Значительная роль осадочных пород (мергелей, известняков, известковистых синвулканомиктовых песчаников и алевролитов), характер их взаимоотношений свидетельствуют о синхронности вулканизма и осадконакопления в морских условиях. Тесная ассоциация вулканических и осадочных фаций, содержащих обильные органические остатки*, позволяет уточнить возраст вулканитов и конкретизировать условия их проявления.

И в самой вулканогенно-осадочной толще, и в покрывающих ее известняках обильны остатки «крупных фораминифер» — орбитоидов, широко распространенных в позднем сеноне. Здесь присутствуют роды *Siderolites* (*S. calcitropoides*), *Omphalocyclus* (*O. macroporus*), *Simplorbitoides*, характерные только для маастрихта, а также виды *Orbitoides media*, *O. apiculata*, *Sulco-perculina* aff. *dickersoni*, *S. globosa*, *S. cf. nummulispira*, *Pseudorbitoides* aff. *vidali*, известные из кампанских и маастрихтских отложений. Их нахождение и видовой состав планктонных фораминифер из синвулканогенных осадков на периферии структуры позволяют относить вмещающие отложения к маастрихту (вероятно, нижнему).

Отложения осадочно-вулканогенной толщи и покрывающих ее известняков происходило в области мелкого шельфа открытого моря. Известняки с орбитоидами, мшанками, морскими ежами, моллюсками, известьювыделяющими

* Органические остатки изучены Э. М. Бугровой по коллекциям остальных авторов.

водорослями, с ходами многощетинковых червей являются типом пород, широко распространенным в субтропической и тропической зонах Тетической области. Такое своеобразное сообщество обычно характерно для органо-генных построек. В Гочасском прогибе могли развиваться такие постройки (с зоной разрушения и переотложения известняка на их склонах). Отложение же мергелей и синвулканомиктовых алевролитов с радиоляриями и планктонными фораминиферами происходило уже во внешней зоне шельфа на периферии структуры. Такие же условия существовали и на некоторых участках при образовании покрывающих толщу осадков. Характер собственно вулканических фаций (наличие слоистости в перемещенных гналокластиках, присутствие тефроидов и туффигов в цементе туфобрекчий) также свидетельствует о подводных излияниях и осаждении пирокластики и гналокластики в водном бассейне, хотя некоторые туфобрекчий и потоки могли быть и островными.

Для всего осадочно-вулканогенного выполнения Гочасского прогиба характерен особый тип дислокаций: протяженные субпараллельные системы террасообразных сбросов, трассируемых современными долинами рек Забухчай и Гочассу, с плоскостями сместителей, достигающими крутизны 60° , обилие мелких поперечных, диагональных и других разломов, разбивающих сбросовые уступы на множество разномасштабных блоков, иногда повернутых относительно собственной оси. Такая система разрывных нарушений, напоминающая дислокации в пределах рифтогенных структур (Е. Е. Милановский, 1985), контролирует размещение центров вулканизма, представленных цепочками небольших аппаратов центрального типа, протяженные пояса продольных и более коротких оперяющих даек.

Детальное исследование позволило выявить в составе вулканических образований Гочасского прогиба продукты двух петрогеохимических серий: «короткой» щелочнооливин-базальтовой и «длинной» субщелочной базальт-андезит-трахитовой. Наблюдение над типами взаимоотношений различных групп вулканических пород позволило установить определенную их последовательность в формировании обеих се-

рий. Однако геологически разделить эти серии, представив в виде самостоятельных комплексов, не удалось, т. к. начало их проявления близко во времени, часто совмещено в пространстве и выражено сходным набором фаций. По-видимому, и далее некоторое время они развивались синхронно, но все же наиболее кислые дифференциаты «длинной» серии — трахидациты — завершали вулканизм этой структуры. Очевидно, осадочно-вулканогенный комплекс Гочасского прогиба можно отнести к полисерийальным (Москалева, 1985).

Петрография, минералогия. Характерной чертой петрографического состава вулканических серий Гочасского прогиба является преобладание базальтов, в которых существенную роль играют две группы: оливин-плагноклазовые и оливин-пироксен-плагноклазовые базальты. Первые образуют относительно малочисленное слабо дифференцированное семейство (базальты и меланобазальты), включая как собственно порфировые, так и макроскопически афировые (микропорфировые, микроолигофировые) разновидности пород, вторые — только яснопорфировые — являются главным звеном дифференцированного ряда пород. Микроскопический облик порфировых пород обеих серий обычен; широко распространены базальты с большим количеством фенокристаллов плагноклаза (до 40 %). Макроскопически афировые (микропорфировые, микроолигофировые) оливиновые базальты отличаются отсутствием крупных вкрапленников плагноклаза и значительным количеством (более 40 %) тонких лейст плагноклаза длиной 1,5—0,3 мм и мелких (0,1—1 мм) изометричных кристаллов оливина (до 3 %). Облик и структура пород изменяются в зависимости от степени раскристаллизации базиса (от афировой микроолигофировой и микроофитовой до микропорфировой с гналопилитовой или гналиновой структурой основной массы).

Характерная особенность парагенезисов минералов обеих серий — постоянное присутствие оливина (в породах «короткой» серии это часто единственный темноцветный минерал) в сочетании с клинопироксеном и весьма значительным количеством плагноклаза. Появление в относительно редких разновидностях базальтов вкрапленников

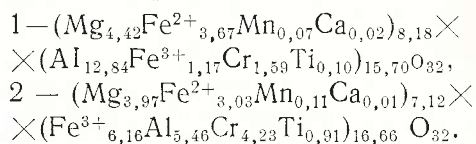
других темнокветных минералов (в более щелочной «короткой» — это амфибол, в менее щелочной «длинной» — ортопироксен) демонстрирует различие между сериями. Интрателлурический магнетит в базальтах обеих серий присутствует лишь в единичных зернах, а в средних и кислых породах «длинной» серии количество его увеличивается до 1 %; отмечается ильменит и акцессорные хромовые шпинели, последние более характерны для базальтов «короткой» серии.

Вкрапленники плагиоклаза* в разных группах базальтов обеих серий имеют состав 76—50 %, либо 58—30 % *An*; микролиты плагиоклаза в тех же группах, соответственно — 55—42 % и 48—28 % *An*. В андезитрахитах — 56—25 % *An* во вкрапленниках и 31—14 % *An* — в индивидах основной массы. Почти постоянна примесь калиевой составляющей в плагиоклазах (в базальтах — до 2,5 % *Or*, в андезитрахитах — до 3,9 %). Амфиболы по составу являются переходными к высокоглиноземистым (магнезиально-гастингситовым) и высокотитанистым (керсутиты) роговым обманкам. Оливин и ортопироксен, неизменные лишь в единичных случаях, имеют состав соответственно 15—34 % *Fa* и 23—28 % *Fs*. Наиболее магнезиальный оливин наблюдается в центральной части фенокристаллов.

Составы и характер изменчивости клинопироксенов в процессе кристаллизации выразительно показывают различие базальтов двух серий. В более щелочной «короткой» серии (в меланобазальтах) вкрапленники клинопироксена закономерно богаче кальцием, алюминием, трехвалентным железом и титаном — фассаиты, салиты близкие к диопсид-геденбергитовому ряду, но повышено-глиноземистые (табл. 1, № 1); в менее щелочных базальтах «длинной» серии — это низкоглиноземистые авгиты (см. табл. 1, № 5—6). Состав авгитов наследуется породами всей серии. Низкоглиноземистые авгиты в базальтах «длинной» серии, если изменяют состав от вкрапленников к микролитам, то в сторону обогащения двухвалентным железом и обеднения кальцием (см. табл. 1, № 7), иногда вплоть до пижонитов (см.

табл. 1, № 8) и ортопироксенов. В «короткой» серии изменение состава пироксена в процессе кристаллизации (как от вкрапленников к микролитам, так и в разных поколениях зерен эффузивной генерации) (см. табл. 1, № 1—4) постоянно связано с гетероэвалентным замещением в тетраэдре и октаэдре типа: $\text{Si, Fe}^{2+}(\text{Mg}) \leftrightarrow \text{Al, Fe}^{3+}, \text{Ti}(\text{Ca})$. Направление этого тренда зависит от последовательности кристаллизации плагиоклаза и клинопироксена (различной для меланобазальтов, оливин-плагиоклазовых и оливиновых базальтов).

Для первичного титаномagnetита обеих серий характерно высокое содержание Ti до 17 %, Mn 0,2—4 % и Al 0,5—2 % и меньшее количество Mg 0—2 % и Cr 0—0,5 %. Окисленность титаномagnetита выражается в образовании титаномagnetомagnetита. Хромовые шпинели в разной степени низкохромистые и с существенно различным содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 :



Первый — наиболее глиноземистый хромсодержащий пикотит закономерно появляется в высокоглиноземистых базальтах повышенной щелочности без интрателлурического плагиоклаза. Хромовая шпинель нередко составляет ядро кристалла, окруженное каймой титаномagnetита.

Для всех минералов наиболее характерны простая зональность вкрапленников (одна краевая зона) и значительное, а иногда полное сходство состава вкрапленников и микролитов, связанное с неоднородностью каждой генерации (изменение состава от одного индивида к другому). Для микролитов — это результат неравновесной кристаллизации, для вкрапленников — следствие кристаллизации из расплавов варьирующего состава, и в последующем — совместное нахождение их в одной порции расплава (А. И. Поляков и др., 1976).

Интрателлурическая кристаллизация во всех видах пород была, очевидно, достаточно высокотемпературной (даже для андезитрахита по ильменит-магнетитовому термометру устанавливается температура около 1000°), с низ-

* Состав минералов определен В. Н. Курановой и И. Я. Ценгер на микрозонде «Самебах» в прозрачно-полированных шлифах.

1. Состав клинопироксенов в основных и средних породах

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,68	50,50	49,08	46,35	52,00	51,26	50,92	52,47
Al ₂ O ₃	7,26	1,83	2,02	4,11	0,47	1,71	1,75	0,79
TiO ₂	2,52	1,98	1,95	3,33	0,46	0,67	1,11	0,38
FeO	0,46	6,10	11,46	3,81	10,66	6,33	14,57	20,85
Fe ₂ O ₃	7,60	2,34	3,22	9,24	1,06	3,86	0,81	0,45
MnO	0,0	0,0	0,48	0,31	0,44	0,24	0,37	0,64
MgO	12,77	13,64	11,68	12,25	13,65	16,45	14,27	19,68
CaO	23,91	23,40	20,24	20,52	20,88	19,38	16,09	4,88
Na ₂ O	0,16	0,0	0,0	0,62	0,0	0,12	0	0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,10	0,0	0,0	0,04	0,07
Cr ₂ O ₃	0,39	0,46	0,19	0,26	0,49	0,35	0,28	0,14
Катионы	Количество катионов на 6 атомов кислорода							
Si	1,70	1,89	1,88	1,75	1,95	1,90	1,93	1,97
Al	0,32	0,08	0,09	0,18	0,02	0,08	0,08	0,04
Ti	0,07	0,06	0,06	0,09	0,01	0,02	0,03	0,01
Fe ²⁺	0,01	0,19	0,37	0,12	0,34	0,20	0,46	0,65
Fe ³⁺	0,21	0,07	0,09	0,26	0,03	0,11	0,02	0,01
Mn	0,0	0,0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,71	0,76	0,67	0,69	0,78	0,91	0,80	1,11
Ca	0,95	0,94	0,83	0,83	0,84	0,77	0,65	0,20
Na	0,01	0,0	0,0	0,04	0,0	0,01	0,0	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01

Примечание. Пироксены в породах «короткой» серии: 1—2—в оливин-пироксеновом меланобазальте (1—раннее поколение фенокристаллов, 2—индивиды основной массы; крайние значения из 27 определений в 3 фенокристаллах и 6 микролитах из одного образца), 3—4—в оливин-плагноклазовом базальте индивиды основной массы (соответственно раннее и позднее поколения, крайние значения из 12 определений в 3 зернах из одного образца); пироксены в породах «длинной» серии: 5—6—в оливин-пироксен-плагноклазовом базальте фенокристаллы (соответственно центральная и красная зоны, крайние значения из 17 определений в 6 зернах из одного образца), 7—в дупироксен-плагноклазовом андезитобазальте и в пироксен-плагноклазовом андезитрахе авгиты в основной массе (среднее из 4 определений в 4 кристаллах из двух образцов), 8—в дупироксен-плагноклазовом базальте пикониты в основной массе (среднее из 2 определений в 2 зернах из одного образца).

ким P₀₂ (ничтожное количество вкрапленников магнетита), относительно равновесной (слабая зональность фенокристаллов). Скорость остывания расплава в конце интрателлурической стадии была умеренной в условиях повышения P₀₂ (присутствие оптически различных ильменит-магнетитовых, магнетит-шпинелевых структур распада и гомогенного титаноматгемоматгемитита). С наступлением эффузивной стадии резкое увеличение скорости остывания и окисления расплава привело к появлению и сохранению в закалочных зонах лавовых потоков гомогенного титаноматгемоматгемитита, а в условиях более медленного эффузивного охлаждения — к продолжению распада твердых растворов.

Петрохимия, геохимия. Присутствие среди вулканических пород Гочасского прогиба двух заметно различающихся серий достаточно наглядно уже на бинарной диаграмме «кремнезем — сум-

ма щелочей» (рис. 1, табл. 2) *. «Короткая» щелочнооливин-базальтовая серия однородна по SiO₂ и заметно дифференцирована по содержанию щелочей. Положение ее фигуративного поля на классификационном графике, учитывающем изолинии содержаний нормативных фельдшпатондов и кварца (Н. А. Румянцев, 1977), позволяет отнести эти породы к трахибазальтам, а наиболее щелочные — даже к базанитам. Однако полное отсутствие модалного калиевого полевого шпата заставляет нас предпочесть термин субщелочной оливиновый базальт («Классификация и номенклатура магматических горных пород», 1981) и называть серию соответственно щелочнооливин-базальтовой. «Длинная» серия

* Петрохимическая и геохимическая выборки представлены соответственно 43 и 39 оригинальными анализами, выполненными в химико-аналитической и спектральной лабораториях ВСЕГЕИ.

дифференцирована по кремнезему (см. рис. 1, табл. 2); по содержанию щелочей ее основные и средние породы принадлежат к нормальному ряду, лишь часть наиболее основных оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов обладает повышенной щелочностью (см. рис. 1), а наиболее кислые породы относятся к андезиттрахитам и трахитам. Это позволяет назвать серию базальт-андезит-трахитовой. «Короткая» серия принадлежит к существенно натриевому (частично калиево-натриевому), а «длинная» — к калиево-натриевому типам. Характерными чертами базальтов обеих серий являются постоянная повышенная относительно регионального фона титанистость, высокая глиноземистость и кальциевость, постоянные заметные содержания P_2O_5 , высокая степень окисленности железа (см. табл. 2). Достаточно определенно различаются две серии и по другим индикаторным петрогеохимическим отноше-

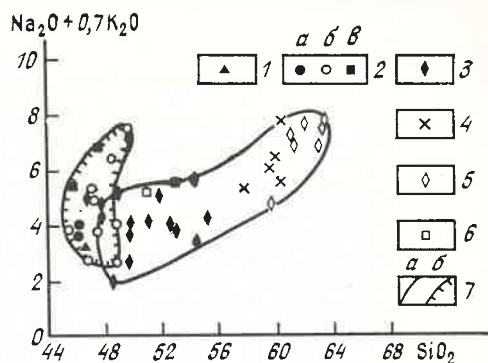


Рис. 1. Диаграмма $Na_2O + 0,7 K_2O$ для позднемеловых вулканических серий Гочасского прогиба:

фигуративные точки составов пород: 1 — оливин-пироксеновые меланобазальты; 2 — базальты; а — оливиновые, б — оливин-плагиоклазовые, в — пироксен-амфибол-плагиоклазовые; 3 — оливин-пироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезитбазальты, 4 — андезиты и андезиттрахиты пироксен-плагиоклазовые с редким амфиболом, 5 — амфибол-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые трахиты, 6 — меланократовые включения в трахитах; 7 — контуры фигуративных полей серий: а — базальт-андезит-трахитовой, б — щелочнооливин-базальтовой

2. Средний химический состав главных групп пород и содержание в них редких элементов

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,78	46,17	47,87	46,59	51,04	59,58	62,00	52,07
TiO ₂	1,72	1,70	1,46	1,63	1,26	0,99	0,93	2,31
Al ₂ O ₃	16,39	19,48	19,47	17,26	18,64	16,99	16,45	15,50
Fe ₂ O ₃	3,87	6,22	5,91	8,92	4,79	2,43	2,71	11,69
FeO	6,28	2,94	2,61	0,32	2,73	3,19	2,86	0,54
MnO	0,19	0,31	0,17	0,13	0,17	0,17	0,16	0,23
MgO	9,09	5,63	3,89	4,22	3,23	1,44	1,74	3,02
CaO	10,22	9,88	8,19	7,08	8,61	4,35	2,81	3,32
Na ₂ O	2,60	3,51	4,44	5,20	3,83	5,20	5,57	4,28
K ₂ O	0,84	0,35	0,34	1,30	0,58	1,32	1,71	1,59
P ₂ O ₅	0,16	0,25	0,2	0,21	0,28	0,37	0,30	0,37
П. п. п.	2,06	3,52	5,75	5,83	4,74	3,58	1,81	4,57
Число анализов	1	2	9	2	15	5	7	2
Элементы, г/т								
Ba	130	140	173		140	218	343	
Ga	11	10	12		11	16	19	
V	270	215	208		170	35	67	
Cr	350	56	58		43	18	16	
Ni	200	55	52		34	11	10	
Co	50	36	35		26	8	12	
Zr	170	140	163		165	365	301	
Y	25	23	20		21	43	36	
Cu	170	50	87		77	27	43	
Zn	170	125	123		124	115	106	
Pb	8	4,5	6		5,3	6	5,7	
Sr	426	456	429		383	380	363	
Rb	14	8,5	13		19	14	20	
Th	5,3	2,0	3,6		3,6	5,3	3,9	
Число анализов	1	2	7		14	4	7	

Примечание. Щелочнооливин-базальтовая серия: 1 — меланобазальт, 2 — оливиновые базальты, 3 — оливин-плагиоклазовые базальты, 4 — пироксен-амфибол-плагиоклазовые базальты; базальт-андезит-трахитовая серия: 5 — оливин-пироксен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые базальты, 6 — пироксен-плагиоклазовые андезиты и андезиттрахиты, 7 — амфибол-плагиоклазовые и пироксен-амфибол-плагиоклазовые трахиты, 8 — меланократовые включения в трахитах.

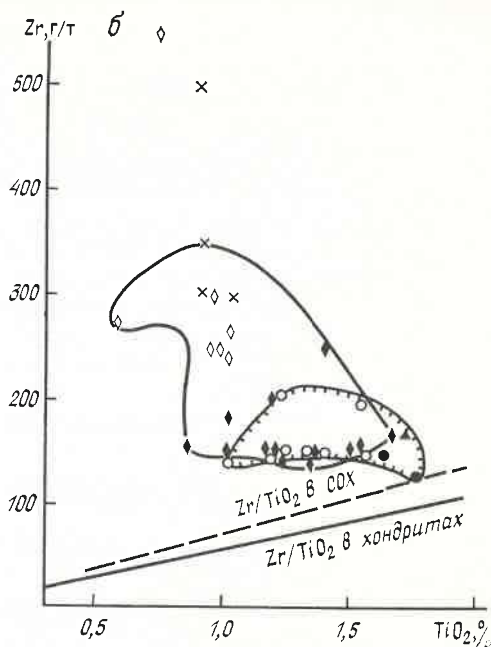
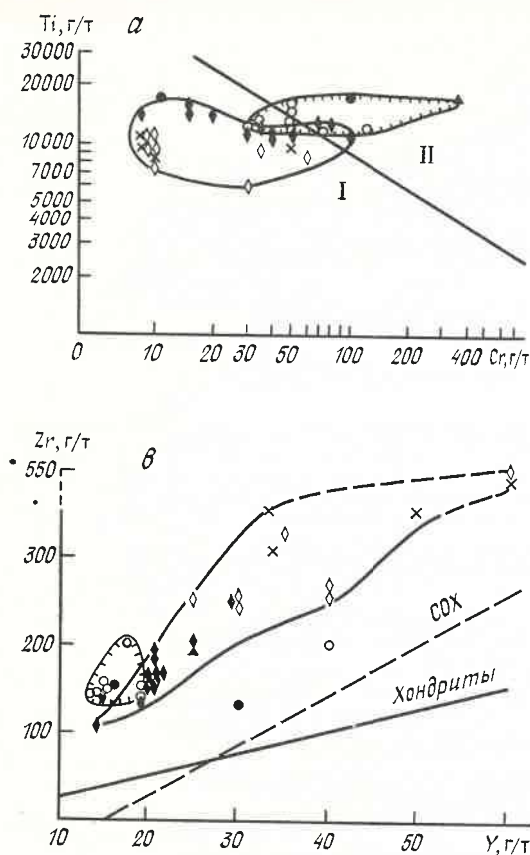


Рис. 2. Диаграммы некоторых индикаторных геохимических отношений для позднемеловых вулканических серий Гочасского прогиба:

а — Ti—Cr, породы: I — островных дуг, II — океанов; б — Zr—TiO₂; в — Zr—Y, пунктирная линия в контуре отвечает области сокращения вертикальной шкалы; ост. усл. обозн. см. рис. 1; COX — срединно-океанические хребты (базальты)

ниям (рис. 2, а, б, в). Два последние индикаторные отношения (Zr/TiO_2 и Zr/Y) особенно важны для установления отличия гочасских серий от типично островодужных. Исследование петрогенетических аспектов вариаций Ti, Zr, Y, Nb в современных вулканических породах [13] позволило сделать заключение, что для базальтов островных дуг характерны низкие значения циркония и цирконий-иттриевого отношения, обусловленные высокой степенью плавления деплетированного основания. Содержания ряда других элементов — Ba, Sr, Rb и малых элементов группы железа (см. табл. 2) — также отличают гочасские серии от островодужных и приближают к породам рифтогенных структур.

В заключение можно сделать следующие выводы. По большинству петрогеохимических индикаторных отношений серии Гочасского прогиба отличаются от типичных серий островных дуг. «Короткая» серия, вероятно, возникла в условиях локального растяжения. Ее источником мог быть мантийный очаг низкой степени плавления с температурами, лишь не намного пре-

вышающими температуру солидуса. В таких случаях, по данным Б. Г. Лутца (1980), расплавы обогащаются относительно легкоплавкими некогерентными элементами (Ti, Nb, Zr, Al и др.). Обогащение «короткой» серии хромом свидетельствует о достаточно высоких температурах плавления. Судя по относительно высоким первичным содержаниям циркония источником расплава служили, по-видимому, более глубокие недеплетированные участки мантии. Геохимические черты океанических пород, как известно [11], свойственны породам интрадуговых котловин, имеющих рифтогенную природу.

«Длинная» серия, начальное звено которой весьма близко субщелочным базальтам «короткой» серии, очевидно, является производной того же первичного мантийного расплава, но претерпевшего дифференциацию в коровых промежуточных очагах, существовавших в областях относительного локального сжатия. Эта серия в отличие от «короткой» имеет смешанные черты пород континентальных рифтов и островных дуг. Учитывая весь комплекс данных, можно с наибольшей вероятностью трактовать Гочасский прогиб

как интрадуговую котловину рифтогенной природы, что подтверждается и сравнением с современным вулканизмом котловины Лау — типичным представителем активных междуговых впадин окраинного Филиппинского моря [3, 8]. Гочасские серии сходны с двумя сериями этой структуры: щелочных оливиновых базальтов и натриевых, а также калиево-натриевых базальтодацитов — по подводным морским условиям проявления, преобладанию в них базальтов, парагенезису и составу минералов-вкрапленников, устойчиво повышенной титанистости и натриевой или калиево-натриевой щелочности пород, обогащению малыми литофильными элементами. Их отличия заключаются в более высокой глиноземистости пород и степени окисленности в них железа, несколько более низких содержаниях Cr, Ni, Co; хромшпинелиды «короткой» серии — более глиноземистые или более железистые, но всегда низкохромистые; не установлены в субщелочных базальтах «короткой» серии и лерцолитовые включения. Отсутствует (или пока не выявлена?) в Гочасском прогибе толентовая серия осевой части рифта, известная в новейших вулканитах котловины Лау.

Реконструкция первоначальной (доколлизийной) позиции Гочасского прогиба и его вулканических серий достаточно сложна. В качестве геолого-тектонических посылок должны быть учтены: его секущее положение относительно главных структур Малого Кавказа (В. Н. Григорьев, С. Д. Соколов, 1978), отсутствие нормальных стратиграфических контактов с геологическими образованиями соседних структур, протяженная линейная форма прогиба, морские условия вулканизма и сравнительно небольшая мощность отложений, наличие поперечной фациальной зональности, характер внутренних дислокаций. Гочасский позднемеловой прогиб разделяет две крупные более древние (юрские) структуры — Карабахское и Кафанское поднятия. Если рассматривать их в качестве отдельных звеньев Закавказской островной дуги [5, 6], то окажется, что ее Карабахское звено в тылу имеет мартунинский щелочнобазальтовый комплекс [7, 12], Кафанское звено — щелочную и субщелочную серии Гочасского прогиба. Если мартунинский щелочнобазальтовый комплекс можно

рассматривать как проявление начального вулканизма рассеянного спрединга в условиях задугового моря (А. Ф. Грачев, 1987), то вулканизм Гочасского прогиба может трактоваться как вулканизм интрадугового рифта с неполным развитием (отсутствие толентов осевой зоны). Проявления высокотитанистой серии щелочного типа, весьма близкого гочасской «длинной» серии, установлены Г. С. Закарнидзе, Р. Г. Магакяном и другими в юрских вулканитах Сомхето-Карабахского звена этой дуги [10]. Факт появления таких комплексов, отвечающих условиям рассеянного рифтогенеза уже в юре, с одной стороны, подтверждает известное мнение о сосуществовании напряжений сжатия и растяжения в процессе формирования островных дуг [8, 4], с другой — является дополнительным свидетельством вероятности формирования рифтогенных структур более позднего времени, связанных с эпохой деструкции юрских островодужных образований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Р. Н., Самедова Р. А., Шафиев Х. И. Верхнемеловые субщелочные и щелочные вулканогенные серии Азербайджанской ССР и их структурные особенности // Тез. докл. VII Всесоюз. палеовулк. симпозиума. Ташкент, 1986. Ч. I. С. 207—209.
2. Ахундов Ф. А. Верхнемеловые вулканические формации Мартунинского и Гочасского синклинория и связанная с ним минерализация (Малый Кавказ) // Вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые Азербайджана. Баку, 1985. С. 22—29.
3. Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А. В. Пейве. — М.: Наука, 1980.
4. Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги / О. Н. Вольнец, Э. И. Понолитов, М. Г. Патока, Г. И. Аношин // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск, 1984. С. 108—126.
5. Лордкипанидзе М. Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента средиземноморского пояса. «Мецниереба» // Тр. АН ГССР. Нов. серия. 1980. Вып. 69. С. 162.
6. Лордкипанидзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа) // Докл. XXVII МКК. Коллоквиум 03. М., 1984, Т. 3. С. 72—83.
7. Остроумова А. С., Центер И. Я., Авдеев А. Г. Вулканические серии разреза Сатлинской сверхглубокой скважины // Глубинные исследования недр в СССР. Л., 1989. С. 185—196.
8. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О. А. Богатикова, Ю. И. Дмитриева, А. А. Цветкова. — М.: Наука, 1987.

9. Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана/Т. Г. Гаджиев, М. М. Мамедов, Е. И. Потапова, Э. С. Сулейманов.— Баку: О-во «Знание» АзССР, 1981.
10. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа/Г. С. Закариадзе, Р. Г. Магакян, О. П. Цамерян и др.//Строение сейсмофокальных зон. М., 1987. С. 150—167.
11. Шараськин А. Я., Закариадзе Г. С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря//Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., 1982. С. 210—221.
12. Эпидейцитовые тефриты позднемелового вулканического комплекса Мартунинского синклинория (Южный Карабах)/А. Г. Авдеев, А. С. Остроумова, И. Я. Центер, Х. И. Шафиев//Бюл. МОИП. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 86—96.
13. Pearce I. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks//Contribs. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. № 1. P. 33—47.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

Геоэкология

УДК 55 : 577.4

© Д. И. Пересунько, 1991

Концепция геоэкологических работ Мингео СССР

Д. И. ПЕРЕСУНЬКО (ВСЕГИНГЕО)

Экологическая ситуация в современном мире выдвигается на первое место как глобальное ограничение дальнейшего развития цивилизации на Земле.

На основе современных оценок достигнутый уровень технологической деятельности человека превышает восстановительную способность природной среды, определяющейся естественной ее эволюцией. В информации об экологической напряженности в глобальном масштабе отмечаются следующие кризисные состояния: загрязнение атмосферы, Мирового океана, поверхностных вод суши и почв и пересыщение в целом биосферы перерабатываемыми биохимическими и токсичными веществами; изменение теплового режима и радиационного фона планеты; нарушение целостности и уменьшение толщины озонового слоя; деградация природных ландшафтов; негативное экологическое воздействие урбанизированных территорий. Установлено, что современная экологическая обстановка уже весьма ощутимо влияет на физическое и психическое здоровье человека, затрагивая его геофонд.

В приведенной оценке экологической обстановки не выделяется литосферная часть, как объект экологии*.

* Почва в системе Общегосударственной службы наблюдения и контроля за состоянием окружающей среды в СССР (ОГСНК), возглавляемой Госкомгидрометом, рассматривается как элемент биосферы.

Таким образом, необходимо поставить вопрос о месте и роли геологической среды в решении общей проблемы охраны окружающей среды, а также о разработке концепции геоэкологических работ в системе Мингео СССР.

Прежде чем перейти к изложению существа данного вопроса, необходимо определиться в понимании самого термина «концепция», т. к. в научной литературе по охране геологической среды имеет место достаточно вольное (субъективное) и неограниченно широкое его толкование. Принципиально важно, на какой основе строится концепция. С изменением ее изменяется и концепция.

В основу концепции геоэкологии нами положена оценка экологической роли литосферы. Из подобной концепции вытекают прежде всего предмет изучения, система научной и производственной деятельности, объем необходимой информации и организационные структуры. Для этого литосферу следует рассмотреть с двух позиций — как природный феномен, и как геологическую среду обитания и хозяйственной деятельности человека. В совокупности этих позиций следует выделить следующие экологические особенности литосферы:

1. Как геологическую основу ландшафта, включающего почвенный покров, который является важным элементом континентальной биосферы. Через почвенный слой солнечная энер-

гия преобразуется в биологическую и таким образом почвой продуцируется пища для всех живых организмов континентальной части литосферы. Важнейшими экологическими позициями почвенного слоя, связанными с геологической основой (как абиотической составляющей), являются физическая устойчивость, режим влажности и химический состав почв.

2. Через верхние слои литосферы происходит обмен вещества и энергии с атмосферой и поверхностной гидросферой, а также круговорот воды в природе, в результате чего формируются пресные воды, содержащиеся только в континентальной части литосферы (льды, реки, озера, подземные воды). Вода (именно пресная) входит в структуру всех живых организмов и задействована в биологических обменных процессах их жизнедеятельности. Следовательно, в составе литосферы пресные подземные воды являются важнейшим экологическим компонентом.

3. Взаимодействие внутренних (эндогенных) сил литосферы и внешних (экзогенных) сил атмосферы и гидросферы приводит к непрерывному перестроению поверхности литосферы, в т. ч. к формированию опасных в экологическом отношении процессов (вулканизм, землетрясение, оползни, солевые потоки, эрозия почв), а также к многим другим деформационным явлениям, относящимся в целом к физико-механической устойчивости литосферы.

4. Литосфера — среда сосредоточения месторождений полезных ископаемых, разработка которых необходима для существования и развития цивилизованного человеческого общества.

5. Литосфера — геологическая среда, с которой непосредственно связаны все виды наземного и подземного строительства и эксплуатации зданий и сооружений городов и других населенных пунктов, промышленности, сельского хозяйства, транспортных коммуникаций и многих других объектов. Экологические позиции здесь определяются инженерно-геологическими (строительными) свойствами горных пород, обуславливающими устойчивость всех хозяйственных объектов, размещенных на земле.

Возникает вопрос: все ли экологические аспекты литосферы учтены выделенными позициями?

Помимо чисто экологических требований (чистота пищи, воды и воздуха), в содержание геоэкологии вошли такие элементы как минеральное сырье (пища промышленности), устойчивость литосферы (эндо- и экзогеодинамика) и строительные (инженерно-геологические) свойства литосферы.

Экологические позиции литосферы на современном этапе развития человеческого общества должны быть рассмотрены не только с позиций природной системы «литосфера — биосфера», но и во всей совокупности хозяйственной деятельности человека и его технологического воздействия на литосферу.

Рассмотрим основные негативные в экологическом отношении явления и процессы в геологической среде, вызванные деятельностью человека, в порядке выделенных выше основных экологических позиций литосферы.

Почвенный слой. Как отмечалось, геоэкологическими элементами почвы являются физико-механическая устойчивость минеральной составляющей, определенный режим влажности почв, зависящий от положения воднокапиллярной каймы и уровня грунтовых вод, и солевой (химический) состав почв.

Физико-механическая устойчивость почв нарушается в результате распашки, когда интенсифицируются процессы разрушения почв, сопровождающиеся ветровой и водной эрозией, оврагообразованием, оползнеобразованием на возвышенных склонах рельефа.

Водохозяйственная деятельность (строительство водохранилищ и каналов) способствует развитию процессов подтопления и заболачивания почв, т. е. избыточному увеличению их влажности, в результате чего происходит снижение плодородия почв. Таким же образом действует и орошение земель, если отсутствует надлежащий дренаж грунтовых вод. При избыточном дренировании грунтовых вод наблюдается переосушение почво-грунтов с последующей интенсификацией эрозионных процессов.

Избыточное повышение уровня грунтовых вод при наложении процесса испарения, характерного для аридных зон, приводит к засолению почв и выводу их из сельскохозяйственного использования.

Необходимо выделить также как самостоятельный техногенный процесс —

химическое загрязнение почв с поверхности в результате избыточного внесения минеральных удобрений, ядохимикатов, воздействие загрязненных атмосферы и поверхностных вод, промышленных предприятий.

Следовательно, перечисленные негативные техногенные процессы должны составить сущность геоэкологических исследований почвенного слоя, включая зону аэрации.

Подземные воды. Важнейшие экологические позиции всей совокупности подземных вод, или гидрогеосферы, как уже отмечалось, принадлежат пресным подземным водам, потому что они являются главным источником хозяйственного и питьевого водоснабжения (>70 %). Очевидна и экологическая роль минеральных вод, используемых в бальнеологии.

Все разнообразие хозяйственной деятельности человека на земле в той или иной мере оказывает воздействие на природный режим подземных вод, под которым понимается изменение уровня (напора), химического и газового составов и общей минерализации, температуры, дебита и органолептических показателей. Наибольшую экологическую озабоченность вызывают два негативных процесса, обусловленных техногенезом — загрязнение подземных вод (химическое, органическое, бактериальное и радионуклеидное) и истощение их запасов.

Загрязнение подземных вод должно рассматриваться на трех основных уровнях:

глобальное изменение их геохимического фона за счет глобального переноса химических веществ воздушной средой;

региональное загрязнение химизированным сельским хозяйством и речным загрязненным стоком;

локальное и самое мощное загрязнение промышленными предприятиями, бытовыми отходами городов, животноводческими комплексами, АЭС и другими объектами (В. М. Гольдберг, 1987; Ю. Л. Израэль, 1984).

Истощение ресурсов пресных подземных вод наблюдается в результате их интенсивной эксплуатации с целью водоснабжения (хозяйственное, питьевое и промышленное), а также водоотлива и водопонижения в горном деле, строительстве, мелиорации земель.

Подземные воды в экологии важны не только как биологические ресурсы жизнедеятельности в биосфере, но и как фактор, определяющий прочностные свойства рыхлых горных пород, их устойчивость и, в целом, хозяйственное качество территорий. Поэтому наиболее негативный и масштабный процесс — подтопление земель, территорий городов и промышленных объектов. В противоположность этому избыточный отбор подземных вод приводит к формированию обширных зон осушения горных пород (депресссионные воронки), наносится ущерб речному стоку и др.

Физико-механическая устойчивость литосферы связана с природным проявлением экзогенных и эндогенных геологических процессов. Наиболее опасны оползнеобразование, селевые потоки, обрушение береговых зон акваторий, карстовые провалы. Хозяйственная деятельность человека приводит к интенсификации этих процессов, формированию их на территориях, где в природных условиях они не наблюдались, и проявлению чисто техногенных форм деформаций поверхности земли. При таких деформациях встречаются явления оседания земной поверхности в результате эксплуатации подземных вод, ведения подземных горных работ и др. К специфическим деформациям земной поверхности относятся геокриогенные процессы, вызываемые нарушением теплового баланса в криолитозоне — пучение горных пород, термокарст, наледообразование, солифлюкция и т. д.

В особом ряду разрушительных процессов в литосфере стоят сильные землетрясения, вызываемые эндогенной энергией земной коры, но, как известно, провоцируемые техногенной деятельностью, в частности добычей нефти и газа, созданием крупных водохранилищ, подземными взрывами. Важное направление в прогнозировании землетрясений — связь их с формированием гидрогеодеформационных полей, обусловленных изменением полей напряженности горных пород.

Изучение экзогенных и эндогенных геологических процессов — самостоятельный раздел геоэкологии, связанный с горнопородной частью литосферы.

Добыча полезных ископаемых имеет два геоэкологических аспекта. Первый

относится к изъятию невозобновляемых ресурсов минерального сырья из недр. Проблема заключается в разработке рациональных технологий добычи полезных ископаемых, направленных на полное их извлечение и использование в товарном производстве, учете разведанных и находящихся в эксплуатации запасов полезных ископаемых. Второй аспект — влияние этого процесса на окружающую среду. В геоэкологическом отношении негативны явления, требующие специального изучения: глубокое и обширное по территории осушение горных пород и непродоводительное изъятие запасов пресных подземных вод, загрязнение последних, создание на поверхности земли мощных техногенных геохимических аномалий и загрязнение почв, нарушение земной поверхности в зоне обрушения выработанного пространства, создание искусственного специфического ландшафта в виде мощных отвалов горных пород, хвостохранилищ, котловано-карьеров и др.

Строительные свойства литосферы как основания зданий и сооружений. Изменение этих свойств происходит под влиянием четырех основных факторов: сосредоточенной нагрузки на грунты — основания, воздействием повышенных температур, избыточного увлажнения грунтов при фильтрации технологических вод через зону аэрации и химическим воздействием на грунты агрессивных технологических растворов, проникающих при неисправности транспортировки их на промышленных предприятиях. Все это приводит к потере прочности горных пород и деформациям зданий и сооружений, способствующим возникновению аварийных ситуаций. Именно в этом и состоит геоэкологическая сущность данного техногенного процесса, развивающегося в верхних слоях литосферы, представленной рыхлыми и слабосцементированными горными породами.

Особо опасны подобные явления при сооружении и эксплуатации объектов атомной энергии, химических предприятий с токсичной продукцией и др.

Из рассмотрения экологической роли литосферы вытекает ряд концептуальных положений:

1. Геоэкологическая проблематика в научном и производственном отношении охватывает общую и региональ-

ную геологию, гидрогеологию, инженерную геологию, геоэкологическую, геохимию. Исключения составляют проблемы, связанные с рациональным использованием минерального сырья на этапах его добычи и переработки. Это объекты горно-геологических наук.

2. Негативные в экологическом отношении процессы в литосфере формируются не только в результате прямого техногенного воздействия на нее, но и связаны с техногенным изменением других сред и, прежде всего, с поверхностной гидросферой и атмосферой и в этом смысле являются комплексными и требуют при их изучении привлечения соответствующей информации по этим средам и постановки соответствующих комплексных исследований.

3. Экологическая роль литосферы и обзор сущности техногенных процессов, формирующихся в них, позволяют выделить следующие самостоятельные направления геоэкологических работ в отрасли:

контроль динамики запасов полезных ископаемых на стадиях их разведки и эксплуатации с целью рационального природопользования и минимизации экологического ущерба в литосфере и других средах;

охрана окружающей среды при ведении геологоразведочных работ;

создание и функционирование системы литомониторинга;

региональное изучение техногенного изменения геологической среды путем геоэкологического картографирования и постановки специальных детальных геоэкологических работ на локальных объектах;

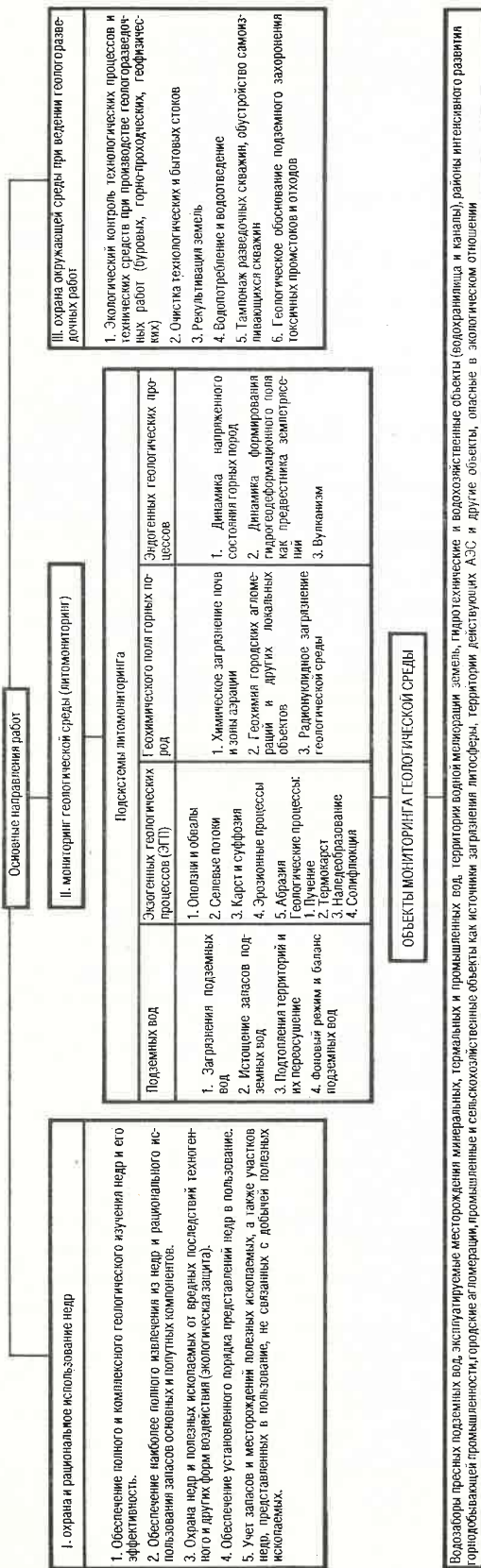
мониторинг геологической среды на основе аэрокосмической технологии зондирования литосферы.

4. Основная цель геоэкологических работ в отрасли:

оценка текущего состояния геологической среды, формирующегося под воздействием техногенных и природных факторов, выделение зон экологической опасности различных категорий по изучаемым процессам;

прогноз развития опасных в геоэкологическом отношении процессов;

информирование государственных органов (местные, ведомственные, центральные) и других заинтересованных потребителей по предыдущим двум пунктам;



Структура геоэкологических и природоохранных работ Мингео СССР

разработка рекомендаций по снижению или ликвидации негативных в геоэкологическом отношении последствий техногенеза.

Придавая особое значение созданию мониторинга геологической среды, ниже рассмотрим его функциональную структуру (рисунк).

Элементами-операциями и последовательностью их ввода в функциональную структуру литомониторинга являются: 1) выбор объектов исследований на различных уровнях — глобальный, региональный и локальный; 2) организация мониторинга на выделенных объектах по протекающим в них процессам, относящимся к области геоэкологии. Помимо геологической, т. е. физической и геохимической сущности этих процессов, исследования должны включать оценку экологических последствий техногенного воздействия на геологическую среду; 3) создание информационных баз (банков) данных как составной части мониторинга геологической среды; 4) оценка состояния изучаемых объектов (по протекающим в них процессам) на фиксированные периоды времени — различные для разных объектов; 5) прогноз динамики негативных процессов в геологической среде под влиянием техногенных и природных факторов; 6) разработка рекомендаций по предупреждению (или ликвидации) негативных процессов и управлению природно-техническими системами.

Обратим внимание на первые два вопроса, имеющие принципиальное значение.

Выбор объектов литомониторинга. Техногенное воздействие на геологическую среду, в силу отмеченных особенностей, чрезвычайно разнообразно. Поэтому в качестве объектов разрабатываемой системы мониторинга геологической среды выделяются лишь те, которые особенно важны с экологических и социально-экономических позиций. Основными объектами литомониторинга на глобальном уровне следует считать гидросферу и толщу

горных пород, в пределах которой осуществляется добыча полезных ископаемых и другие виды хозяйственной деятельности.

Как гидрогеосфера, так и горные породы — минеральная (абистическая) составляющая биосферы, активно участвующая в формировании ее экологического состояния. «Подземная гидросфера» и «Горные породы» образуют две подсистемы литомониторинга в объектном глобальном смысле.

Объем гидрогеосферы, необходимой для изучения в системе литомониторинга, определяется глубиной от поверхности земли, т. е. начиная с зоны аэрации, включающей капиллярную кайму, до границ современного техногенного воздействия на подземные воды. Это значит, что исследованию подлежат пресные, минеральные, термальные и промышленные воды, вовлекаемые в сферу хозяйственного использования. Их порядок в приведенном перечне одновременно характеризует приоритетность в экологическом отношении.

Объем горно-породной части литосферы при организации мониторинга определяется глубиной горных разработок на месторождениях полезных ископаемых и развитием экзогенных геологических и геокриологических процессов техногенного и природного происхождения.

Объектами литомониторинга в подземной гидросфере на региональном уровне являются отдельные водоносные горизонты и бассейны подземных вод. В горно-породной части литосферы такими объектами служат элементы геолого-структурного районирования (области, районы, урочища и др.), инженерно-геологические массивы с региональным проявлением ЭГП. Объекты в гидросфере на локальном уровне — отдельные месторождения подземных вод, участки водозаборов, водопонижительные системы в горном деле, участки орошаемых и осушаемых земель и т. п.

Для горно-породной части такими объектами являются конкретные оползни, сели, локальные участки с проявлением других форм деформаций, относящихся к экзогенным геологическим и геокриологическим процессам, участки ТПК и др.

Организация мониторинга на объектах. Принципы и структура организа-

ции мониторинга геологической среды дискуссионны. Материал, изложенный ниже, представляет собой авторское видение в решении этой проблемы.

Наиболее важными вопросами являются: 1) сколько и какие объекты должны быть включены в систему литомониторинга? 2) принципы выделения видов мониторинга и размещения наблюдательных сетей.

Число локальных техногенных объектов, отрицательно влияющих на состояние геологической среды, сейчас не поддается точному определению.

В систему литомониторинга на первом этапе должны войти лишь базовые объекты на локальном уровне, представительные (типовые) с точки зрения природных условий и факторов техногенного воздействия. Состояние региональных и глобальных ситуаций оценивается путем интерполяции и экстраполяции данных, полученных по региональной наблюдательной сети, связывающей локальные объекты. Число базовых объектов, в т. ч. и специальных опытно-методических полигонов, должно определяться на уровне каждой партии по изучению режима подземных вод и ЭГП при участии ВСЕГИНГЕО и региональных научно-исследовательских институтов. С этой целью необходимо выполнить специальное районирование территорий деятельности режимных партий по условиям проявления негативных в экологическом отношении процессов, формирующихся в геологической среде под влиянием техногенных и природных факторов. На такую схему районирования наносятся все локальные объекты, из которых выбираются базовые, где организуются наблюдения режимными партиями Мингео СССР. Остальные объекты относятся к сфере деятельности соответствующих предприятий и ведомств.

Принципы выделения видов мониторинга геологической среды. Если в горно-породной части принцип выделения давно определился и исходит из исследуемых процессов (ЭГП), то в гидросфере такого единства нет. Здесь наблюдается три подхода: 1) по процессам; 2) по измеряемым характеристикам при изучении режима подземных вод (уровень, химический состав, дебит и температура); 3) по техногенным факторам (городские агломерации, районы горнодобывающей про-

мышленности, районы орошения, эксплуатации подземных вод водозаборами и др.).

Наиболее удобно, в смысловом и организационном отношении выделять виды мониторинга в гидрогеосфере как и в горно-породной части по процессам, формирующимся в природных условиях и под влиянием техногенных факторов.

С учетом экологической направленности к таким процессам (система подземных вод) относятся: загрязнение подземных вод; истощение ресурсов подземных вод; подтопление территорий и заболачивание земель, переосушение почво-грунтов; естественный режим подземных вод.

Следовательно, можно выделить следующие виды мониторинга геологической среды:

1. Мониторинг загрязнения подземных вод, включающий также загрязнение почво-грунтов и зоны аэрации. За последним закрепился термин «геохимический мониторинг». В качестве самостоятельного вида исследований (по директивным документам Мингео СССР) предлагается выделить мониторинг радонуклендного загрязнения подземных вод и пород зоны аэрации в районах действующих и проектируемых АЭС. В тех же документах это направление исследований называется «радиационным мониторингом», куда включены не только АЭС, но и другие производства, использующие атомную энергию.

2. Мониторинг истощения ресурсов (запасов) подземных вод, в первую очередь пресных, затем минеральных, термальных и промышленных — по приоритетности их в экологии.

3. Мониторинг подтопления и заболачивания территорий. Сюда же входит и слежение за процессами переосушения почво-грунтов в результате осушительных мелиораций.

4. Мониторинг естественного режима подземных вод или, как это принято в мониторинговых системах по другим средам (атмосфера, поверхностная гидросфера, биосфера) — фоновый мониторинг (И. П. Герасимов, 1975; Ю. А. Израэль, Ф. Ф. Ровинский, Ю. П. Черкалов, 1984; Ю. А. Израэль и др., 1978).

5. В горно-породной части выделяется мониторинг экзогенных геологических процессов и, в первую очередь по таким наиболее масштабным и опасным из них, как оползни, сели, карст и суффозия, абразия, эрозия. Самостоятельными подсистемами являются мониторинг инженерно-геокриологических (пучение, термокарст, наледеобразование, солифлюкция и др.) и эндогеодинамических процессов.

Предлагаемая функциональная структура мониторинга геологической среды разработана на концептуальном уровне (см. рисунок).

Она может рассматриваться как первичный документ организационного назначения, т. е. для разработки программ и постановки научно-исследовательских работ в области нормативно-методического обеспечения системы «Литомониторинг СССР», разработок планов и проектов природоохранных работ в производстве. Дальнейшее развитие функциональной структуры этой системы должно базироваться на практическом опыте ведения работ по мониторингу геологической среды.

Принята редколлегией 26 ноября 1990 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 553.078

© А. Д. Щеглов, 1991

Тревожные размышления о „Состоянии и путях развития теоретической металлогении“

А. Д. ЩЕГЛОВ (ВСЕГЕИ)

В журнале «Геология рудных месторождений» (№ 6, 1990) опубликована статья Д. В. Рундквиста «Состояние и пути развития теоретической металлогении», в которой судя по названию должны были обсуждаться важные вопросы современных геологических исследований.

Однако статья в значительной мере посвящена рассмотрению некоторых положений двух моих работ [13, 14], из которых последняя является докладом, сделанным на совещании во ВСЕГЕИ и изданном затем в виде препринта небольшим тиражом.

В последние годы мои работы обсуждались в специальных рецензиях или при рассмотрении отдельных проблем тектоники и металлогении рядом советских и зарубежных исследователей [1—3, 9—11, 15—17 и др.]. В них дается анализ научных положений, содержатся серьезные критические замечания, высказываются несогласия; рецензии написаны конструктивно и доброжелательно и я глубоко признателен их авторам за критику и внимание к моим работам. Я считал, что нет необходимости отвечать на рецензии, т. к. большинство замечаний в значительной мере справедливы, в особенности с учетом теоретических позиций их авторов. К сожалению, в геологии, как известно, многие факты могут трактоваться по-разному. Объяснение тех или иных геологических явлений далеко не всегда однозначно и это приводит достаточно часто к неодинаковому пониманию сущности геологических процессов. С учетом особенностей геологической науки это допустимо, более того, в настоящее время закономерно. Поэтому замечания оппонентов мной всегда воспринимались как «сигнал» необходимости более внимательно и критически отнестись к собственным выводам, учитывать замечания в последующих работах и при повторных изданиях книг. Именно за это я особенно благодарен перечисленным выше исследователям.

Рассмотрение Д. В. Рундквистом [7] некоторых моих работ резко отличается по характеру от указанных публикаций. Прежде всего его критика крайне некорректна и тенденциозна. Некорректна, потому что критике подвергаются не столько отдельные положения, сколько отдельные фразы или даже части фраз, вырванные из контекста. У читателя, который не знаком с работами, может сложиться впечатление, что в действительности все мною изложено именно так, как представлено Д. В. Рундквистом. Более того, он не замечает, что иногда приписывает мне мысли авторов, которых я цитирую. Создается впечатление, что Д. В. Рундквист не читал, а только наспех перелистал мои работы.

Обратимся к главным замечаниям Д. В. Рундквиста.

Плейттектонические построения и металлогения. Рассматривая данный вопрос, Д. В. Рундквист акцентирует внимание на фразе о том, что с позиций этой концепции не выявлено новых месторождений и не установлено новых закономерностей их размещения. Он считает, что сама постановка вопроса — тектоника плит и открытие месторождений — не правомерна. Не убежден, что это так, но дело в другом. В книге [13] разбирается широкий комплекс вопросов, связанных с использованием идей тектоники плит в металлогении. Этому посвящена специальная глава, основным положениям которой Д. В. Рундквист просто не уделяет внимания. А жаль, т. к. их анализ мог бы способствовать установлению большего взаимопонимания между сторонниками различных точек зрения.

В книге подчеркиваются положительные стороны концепции тектоники плит, отмечается, что она «явилась мощным стимулом для познания металлогении дна океанов». Кроме того, отдельные стороны концепции оказались важными при обсуждении некоторых новых особенностей формирования месторождений. Это относится прежде всего к познанию процессов

рудообразования в рифтовых зонах, рассмотрению вопросов формирования месторождений в связи с представлениями о «горячих точках», а также в связи с явлениями горизонтального перемещения крупных геологических масс. Все это Д. В. Рундквист не заметил, как и многое другое. Так, он пишет, что в целом нельзя согласиться с успокаивающим заключением А. Д. Щеглова о том, что пик популярности тектоники плит уже пройден. Однако это не мое заключение, а Г. М. Власова, которого я цитирую в книге [13], ссылаясь на его работу.

Более того, причислив Г. А. Твалчрелидзе к сторонникам плейттектонической концепции, он оставил без внимания его книгу [8], в которой анализируются проблемы металлогении в связи с идеями новой глобальной тектоники. В работе [14, с. 5—6] я пишу: «Относительно недавно Г. А. Твалчрелидзе [8] всесторонне рассмотрел значение идей мобилизма для металлогении и охарактеризовал многие публикации, посвященные этим вопросам, что освобождает нас от их широкого обзора. Он показал, что современные металлогенические схемы, основанные на идеях тектоники плит, не могут претендовать на достоверность и использоваться при прогнозах. «Здесь часто демонстрируется недостаточное знакомство их авторов с современным уровнем знаний в области геологии, георетической и региональной металлогении. В этих опытах не учтены различия между металлогеническими особенностями складчатых поясов, платформ и областей тектоно-магматической активизации. Не придается значение металлогенической специфике разнотипных геологических структур. Более того, отрицается роль в рудообразовании конкретной геологической обстановки. Это придает металлогеническому анализу, построенному на новейших геологических концепциях, абстрактность, при которой учитываются факторы предполагаемые и игнорируются реально наблюдаемые в природе» [8, с. 102]. С такой оценкой роли концепции тектоники плит для региональной металлогении нельзя не согласиться». Как следует из цитаты, я только присоединяюсь к мнению Г. А. Твалчрелидзе. Счел я целесообразным привести выдержку и из работы В. И. Смирнова: «Рассуждения о том, что все разнообразие магматических пород и эндогенных рудных месторождений возможно объяснить исключительно по способу заталкивания океанических плит под континенты, относятся к категории фантастических. Они не должны уводить нас в сторону от анализа реальных геолого-исторических условий развития как магматизма, так и металлогении» [14, с. 6].

Эти и многие другие работы, в которых высказываются критические (даже более «острые», чем у меня) замечания по поводу применения идей тектоники плит для целей металлогении, Д. В. Рундквист почему-то не замечает. Он рассматривает мою двадцатилетней давности книгу «Металлогения срединных массивов» (1971) и отмечает, что мною дана ошибочная тектоническая интерпретация рудных поясов, обрамляющих срединные массивы и располагающихся за их пределами среди более молодых складчатых сооружений. По его мнению, такие рудные пояса приурочены к протяженным трансрегиональным структурам и возникают в результате сжатия и растяжения в рифтогенных зонах или субдукционно-коллизийных структурах в соответствии с общей схемой плейттектонических построений.

Действительно, в ряде регионов такие рудные пояса, в особенности когда срединные массивы образуют цепочки «микроплатформ», прослеживаются вдоль этих структур на многие сотни километров (срединные массивы Тетиса), но в книге нами отмечается, что эти рудные пояса фрагментарны по простиранию и их отдельные части непосредственно связаны в развитии с отдельными жесткими блоками (массивами). Там же показано, что такие рудные пояса не образуют вокруг массивов замкнутых структур. Эти особенности как новые закономерности, по мнению Д. В. Рундквиста, удалось выявить только недавно с позиции тектоники плит [7]. Однако еще в 1976 г. (!) нами отмечалось практически то же самое, что стало откровением для Д. В. Рундквиста в 1990 г. и чему он уделяет в статье много внимания, критикуя меня за непонимание значения идей глобальной тектоники для металлогении.

Рассматривая срединные массивы как особый тип металлогенических провинций, я писал: «Анализ особенностей проявления медно-молибденовых и хромитовых месторождений в обрамлении срединных массивов, в особенности на примере ряда массивов Средиземноморского геосинклинального пояса, позволяет наметить определенные связи между проявлением этого типа оруденения и эволюцией жестких блоков земной коры, связать представления о региональных особенностях данных месторождений с современным вариантом теории мобилизма — тектоникой плит. По-видимому, на стыке жестких плит срединных массивов и обрамляющих их геосинклиналей возникают так называемые зоны Бенюфа, фиксируемые непосредственно вблизи массивов зонами меланжа, к которым приурочены тела хромитоносных серпентинитов. В пределах самих жестких глыб возникают вулканические пояса с медно-молибденовым оруденением. Такая схема близка к характерной с позиции глобальной тектоники схеме размещения рудных поясов...» (А. Д. Щеглов, 1976, с. 108). Так в чем же у нас разногласия с Д. В. Рундквистом и за что он меня критикует? Отмечалось также, что в ряде случаев устанавливаются «парные сочетания» различных поясов вдоль одной из границ массивов, например, хромитовых и медно-молибденовых поясов (Иранский массив), хотя с позиций плейттектонических воззрений их совмещение в пространстве исключено.

Д. В. Рундквист призывает овладеть позитивным опытом зарубежных ученых в области плейттектонического анализа для целей металлогении, это совершенно справедливо. Но справедливо и то, что в настоящее время многие зарубежные исследователи, прежде всего специалисты в области металлогении и рудных месторождений, признают металлогенические следствия гипотезы тектоники плит ограниченными. Здесь я позволю себе привести несколько цитат из работ крупных зарубежных ученых, которые не мог не знать Д. В. Рундквист, т. к. они были опубликованы в моей работе [14]. Так, П. Рутье [17, с. 362] отмечает, «что на многих геологов стали смотреть сверху вниз как на ретроградов, тогда как, словно по волшебству, все геофизики стали маленькими гениями! Однако, если рассматривать внимательно многочисленные схемы, иллюстрирующие процессы субдукции, то часто наталкиваешься на «популярные картинки»... Прикладная цен-

ность таких картинок в металлогении сводится практически к нулю».

Геолог-рудник Д. Дерри [17, с. 362] высказывается еще более определенно (и очень совзвучно мыслям автора): «Мне неизвестно ни одно значительное открытие рудного месторождения, которое можно было бы безоговорочно приписать применению концепции плит». И далее: «создается впечатление, что ученым-геологоразведчикам подарили новый инструмент, который фундаментально изменил и упростил их задачи по выбору площадей. Однако пока это не так». Президент подкомиссии по Международной карте мира Ф. Гайлд (1978), в прошлом активный сторонник гипотезы тектоники плит, пришел к выводу, что на западе Америки субдукция не объясняет надлежащим образом распределение рудных месторождений в ларамийское и постларамийское время. Он подчеркивает академический, теоретический характер построений глобальной тектоники для целей рудной геологии. Эта же мысль четко прослеживается у А. Митчелла и М. Гарсона [5], которые отмечают, что прямое приложение гипотезы тектоники плит к стратегии поисковых работ ограничено и что она имеет косвенный практический эффект в виде метода тектонических аналогий.

Замечу, что в книге [13] в ряде разделов я не только говорил о положительных сторонах концепции тектоники плит, которые следует учитывать при металлогенических исследованиях, но и ставил задачу «апробации» новых тектонических концепций для изучения закономерностей размещения месторождений в различных структурах земной коры, в первую очередь идей новой глобальной тектоники, концепции формирования земной коры, разрабатываемой ГИН АН СССР, и др.

Таким образом, я никогда не отрицал возможность использования определенных положений концепции тектоники плит для целей металлогении, как утверждает Д. В. Рундквист.

О значении формационного анализа для металлогении. Во многих работах мною неоднократно подчеркнута значимость формационного анализа для целей металлогении. В частности, в монографии «Основы металлогенического анализа» (1976, 1980) в главе «Роль формационного анализа при установлении закономерности размещения месторождений полезных ископаемых» показана важная роль формационного метода для познания общих закономерностей развития геологических процессов; в специальном разделе рассмотрен вопрос о рудных формациях, дан обзор существующих представлений, отмечен приоритет советских геологов в развитии современного формационного метода исследований рудных образований и т. п. Монография издана за рубежом, переведена на иностранные языки. Этот факт свидетельствует о престиже советской металлогенической науки и он мне небезразличен.

В то же время я отмечал [12, 13, 14], и как мне кажется справедливо, что в понятие «рудная формация» различные исследователи вкладывают разный смысл и что это затрудняет идентификацию представлений о рудной формации. Говорил, что большинство исследователей вслед за С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, Р. М. Константиновым, сибирской школой рудников во главе с В. А. Кузнецовым под рудной формацией понимают группу месторождений, образовавшихся прежде всего в условиях сходной (близкой) тектоно-магматической

обстановки (режиме), а также объединяемых по ряду других общих особенностей. Я всегда подчеркивал, что «рудная формация» — удачное понятие, которое включает представления о тектоническом режиме образования месторождений, их минеральном составе (сходных устойчивых парагенетических ассоциациях главнейших рудных минералов), а также особенностях развития рудных процессов. Кроме того, в такое понятие вкладывается информация о промышленной характеристике месторождений.

Если принимать в таком объеме понятие «рудная формация», то рудные формации не могут быть конвергентными. Если считать, что месторождения, принадлежащие к одной рудной формации, могут возникать в условиях различных тектонических режимов, т. е. являются конвергентными, то теряется основной смысл выделения рудных формаций, а само понятие приобретает совершенно иное значение, и представления о рудных формациях не могут быть использованы в прикладных целях. За такие представления и критикует меня Д. В. Рундквист, полагая, что конвергентность — это отражение одного из наиболее общих законов развития минеральных образований. Однако Д. В. Рундквист в отличие от многих исследователей в понятие «рудная формация» вкладывает совершенно иной смысл. Он считает, что «рудная формация, это, по существу, характерный тип месторождений полезных ископаемых, однако не генетический — инфильтрационный, ликвационный, пневматолитовый, высокотемпературный, гидротермальный и т. д., а структурно-вещественный «парагенетический», определяемый по генезису пород и руд различных зон месторождений, находящихся в определенных пространственно-временных отношениях» [4, с. 27].

Действительно, если вкладывать в понятие «рудная формация» такой смысл, то формации могут быть конвергентными. Об этом я и пишу [13]. По Д. В. Рундквисту, оказываются конвергентными не рудные формации, а рудные парагенезисы, что далеко не одно и то же. Поэтому дискуссия о рудных формациях не носит «словесный терминологический характер» [7]. Она касается существа проблемы: что же такое формация, каков ее объем, нужно ли отрицать прикладное значение этого понятия в том случае, если считать, что рудная формация — основной классификационный элемент рудных образований и т. д. Мои представления о рудных формациях изложены в ряде работ, они отличаются от представлений Д. В. Рундквиста, но разве это дает ему основание говорить о том, что А. Д. Щеглов не видит перспектив использования формационного анализа для металлогении [7]? Этот странный вывод Д. В. Рундквиста противоречит всему, что написано мною во многих работах.

Об эволюционной металлогении. Все мои работы по металлогении и, в частности последние [13, 14], посвящены, по существу, изучению эволюции рудных процессов во времени и пространстве путем установления закономерностей проявления месторождений в этих двух координатах. Для меня (да и не только для меня) металлогения это в общем плане эволюция рудных процессов в связи с развитием тектоносферы Земли. Поэтому выделение эволюционной металлогении («эволюционной эволюции») в своих исследованиях я подсознательно считал необязательным, но никогда не думал,

что это направление не имеет права на существование и развитие. Критика некоторых моих мыслей общего порядка об актуализме в неожиданном ракурсе сопоставления с работами Н. М. Страхова, А. Л. Яншина, В. И. Смирнова и других мне не понятна, не говоря уже о том, что она неправомерна и некорректна. Далее мною написано: «Развитие рудных процессов во времени происходит в земной коре по принципу спирали, что определяет разнообразие месторождений и отсутствие тождественных (а не сходных!) рудных образований в различные эпохи. Это обстоятельство исключает применение в металлогении принципа актуализма без введения соответствующих поправок, в особенности при использовании абстрактных моделей тектоники плит применительно к закономерностям размещения рудных месторождений» [14, с. 19]. Не думаю, что эта мысль слишком ошибочна, но она позволяет Д. В. Рундквисту утверждать, что я «делаю вывод о «печальных следствиях» применения актуализма в отечественных работах» [7, с. 95].

Серьезной критике подвергаются и мои «робкие» замечания по поводу применения биогенетического закона Геккеля—Мюллера в металлогении. В книге [13] не говорится о геогенетическом законе, как полагает Д. В. Рундквист. В ней написано: «Что касается применения биологических законов в металлогении, в частности общего закона развития Геккеля—Мюллера (онтогении — филогении), утверждающего, что индивидуальное развитие живого существа повторяет развитие вида, то его применение в металлогении, по мнению автора, достаточно ограничено и возможно прежде всего с определенными допущениями в минералогии и при изучении частных вопросов рудной геологии (стадий минерализации и реже месторождений только определенных формаций). Использование этого закона для предсказаний и изучения характера эволюции геотектонических циклов и рудоносных структур разных рангов в настоящее время достаточно иллюзорно» [13, с. 172]. По-моему, написано вполне корректно, но это опять вызывает очередное раздражение [7]. Подобные «оправдания» можно было бы и продолжить. Отмечу только, что приведенные Д. В. Рундквистом примеры, свидетельствующие о перспективности использования геогенетического закона при региональных металлогенетических исследованиях, меня не убедили в его универсальности, т. к. возможны и другие объяснения.

О линейной металлогении. Я действительно считаю, что в настоящее время это направление «выдохлось», ограничив себя рамками разработанных положений [14], но это совершенно не означает того, что оно не имеет перспектив развития. В книге [13] мною, по мнению Д. В. Рундквиста, дана достаточно полная характеристика этого научного направления и отражены его достижения, однако в докладе я позволил себе «вольность», отметив, что «к сожалению, в последние годы заметно приостановилась в стране разработка вопросов «линейной металлогении». Это вызвало несогласие Д. В. Рундквиста, который в доказательство больших успехов приводит ряд работ, изданных в последнее время. Действительно, космоаэрогеологические исследования, созданные новые методики способствуют развитию металлогении. Но какие новые крупные исследования в области металлогении линейных металлогенетических процессов выполнены в последние годы, которые суще-

ственно изменили наши представления 3—5-летней давности? Создана металлогеническая классификация линейментов? Определены хотя бы общие закономерности проявления в их пределах месторождений различных рудных формаций? Установлены признаки металлогенической специализации линейментов и выявлены их новые соотношения с рудоносными структурами земной коры? Познаны особенности развития линейментов в разрезе тектонической сферы? Объяснены причины строгой геометризации в проявлении линейментов? Ответы на эти вопросы еще не даны и в теоретическом «арсенале» линейментной металлогении прежнее оружие — прежние положения, которые достаточно подробно освещены в книге [13]. Все то, о чем пишет Д. В. Рундквист, это «старый теоретический багаж», хотя и дополненный новыми фактическими данными о приуроченности крупных месторождений к линейментам и, конечно, новыми методами (не геологическими) их выявления. Поэтому судьба теоретических основ линейментной металлогении вызывает у меня тревогу и я не склонен в этом вопросе в настоящее время к излишнему оптимизму. Что касается значения новых космофотометодов для металлогении, то о нем достаточно полно сказано в специальной работе (А. Д. Щеглов, 1977).

Об абстрактной металлогении. Д. В. Рундквист пишет [7, с. 99]: «Выделять в качестве новой ветви «абстрактную металлогению», как это делает А. Д. Щеглов [14], вряд ли справедливо. Абстрактная металлогения — неотъемлемая часть теоретической металлогении, выделенной в качестве самостоятельного научного направления еще Ю. А. Билибиным в 1944 г. Всякая действительная теория всегда абстрактна, поскольку является научным описанием множества разрозненных фактов. Об этом писали все выдающиеся ученые-исследователи. Без обобщений, сформулированных в виде наиболее общих закономерностей развития и размещения рудной минерализации во времени и пространстве, не может быть создано теории металлогении». Из этой фразы следует, что я выделяю новую ветвь металлогении, но это ошибка и далее разъясняется почему. На самом деле мною написано [14, с. 20]: «В русле общей металлогении в последние годы все отчетливее и отчетливее выделяется благодаря работам Д. В. Рундквиста новая ветвь исследований, которую можно назвать абстрактной металлогенией, т. е. той областью теоретической металлогении, которая, отвлекаясь от индивидуальных особенностей конкретных регионов, пытается увидеть общие черты закономерностей развития месторождений в разных структурах земной коры и на этой основе выявить общие особенности эволюции рудных процессов в пространстве и во времени.

Такой метод абстрактного анализа — один из возможных, даже необходимых методов теоретического осмысливания геологических явлений, способствующий прогрессу современной металлогении. Правда, в геологии такое абстрагирование часто вступает в противоречие с конкретным фактическим материалом по металлогеническим особенностям тех или иных регионов, но тем не менее очевидно, что разумное абстрагирование — это один из методов познания металлогенических процессов, логическая основа к пониманию их природы». Пусть читатель сам оценит тексты. И дело здесь не только в содержании, но и в странном харак-

тере критики — выборочности отдельных фраз.

Следующее замечание Д. В. Рундквиста связано с тем, что он опять «вырвал» цитату из работы [14, с. 18]: «Такие теоретические представления лишают металлогенический анализ творческого подхода к выявлению конкретных закономерностей размещения месторождений в конкретных регионах и структурах, порождая в металлогении неоправданный субъективизм и чрезмерную абстрактность...». Такое мое заключение вызывает критику Д. В. Рундквиста. Но к чему оно относится и к каким теоретическим представлениям? О них в статье Д. В. Рундквиста не говорится ни слова.

В действительности мною написано следующее и в общем контексте все звучит, по-моему, иначе (полагаю, что такая авторская позиция, да еще изложенная в кратком докладе, вполне правомерна). «Несколько слов о применении метода актуализма в металлогенических исследованиях. В последнее время прежде всего в связи с «внедрением» в геологическую практику представлений гипотезы тектоники плит, а также некоторых идей «теории эволюционного анализа минеральных образований» этот вопрос приобретает не только теоретическое, но и определенное прикладное значение. Сущность его заключается прежде всего в том, что характер современных геологических явлений или современный тектонический режим так же как и тектонический режим молодых эпох (кайнозой, мезозой) отождествляются с тектоническими режимами древних эпох, вплоть до раннего докембрия. Иными словами, в развитии Земли полностью исчезает ее эволюция, заведомо отрицается изменение «геологической жизни» планеты во времени. Это приводит к печальным следствиям, в особенности в металлогении, когда анализ специфических особенностей развития конкретных регионов, изучение их структур и выявление характерных тектонических режимов, ведущих к образованию определенных комплексов месторождений, подменяются простым применением абстрактных геодинамических ситуаций, которые используются как палетка для создания различных металлогенических схем по принципу часто случайного совпадения тектонических и металлогенических признаков. Второе следствие, имеющее важное отрицательное значение для металлогении, заключается в том, что при таком подходе игнорируется эволюционный характер развития Земли и признается формирование месторождений во все эпохи (от докембрия до ныне) при тектонических режимах, аналогичных существующим в молодые эпохи». И далее следует вывод, который критикует Д. В. Рундквист. Примеры можно было бы и продолжить. Все они характеризуют стиль критики Д. В. Рундквиста и своеобразное отношение к другим взглядам.

В заключение Д. В. Рундквист приходит к выводу: «Публикации последних лет и оригинальные разработки в области тектоники плит, формационного анализа, эволюции минеральных образований, линейментного анализа и дистанционных методов свидетельствуют о перспективности этих направлений и о том, что будущее металлогении во многом зависит от их дальнейшего развития и использования на практике» [7, с. 99]. Совершенно правильный вывод и он никак не противоречит всему тому, что ранее написано мною. Д. В. Рундквист опять «не досмотрел» в моей книге [13] специальную главу «Дальнейшие пути развития ме-

таллогенических исследований», содержание которой было бы, на мой взгляд, действительно целесообразно обсудить. В ней рассматриваются многие задачи по перечисленным выше Д. В. Рундквистом проблемам, причем с выделением конкретных задач в области теоретической, глобальной, региональной, специальной и металлогении рудных районов; обсуждаются задачи металлогенической картографии и внедрения новых методов исследования, в т. ч. математических, космогеологических, геоморфологических и др., о чем также пишет Д. В. Рундквист. И все это раскрывается не одной фразой. И опять возникает вопрос: почему Д. В. Рундквист счел возможным пройти мимо этого, казалось бы важного раздела книги? Создается впечатление, что его не столько раздражает мое «инакомыслие», сколько вообще мое участие в изучении проблемы металлогении.

В статье Д. В. Рундквиста в непосредственной связи с разбором моих работ содержится несколько заключений, имеющих двусмысленный характер. Например, после критики в мой адрес он пишет: «Дальнейшая изоляция отечественной металлогенической школы от современного геодинамического анализа может неоправдимо сказаться на потере престижа нашей науки в этом направлении. Достаточно напомнить печальный опыт генетики и кибернетики» [7, с. 92]. И хотя прямо не говорится, кто в этом виноват, но думаю, что направленность этой мысли вполне очевидна. В связи с этим хотел бы отметить два обстоятельства. Во-первых, полагаю, что сравнение генетики и кибернетики с концепцией тектоники плит неправомерно. Это совершенно разные по научным масштабам и последствиям для мировой науки и человечества явления. Во-вторых, вспоминать печальный опыт генетики и кибернетики в связи с плейттектоникой и металлогенией — значит пытаться «заглушить» критику в адрес последних и, по существу, заранее приклеивать ярлыки своим оппонентам.

Далее из статьи Д. В. Рундквиста следует не совсем понятное предупреждение о том, что «необходимо предусмотреть шаги, чтобы не обесценить капитальные работы Министерства геологии СССР, ВСЕГЕИ и других организаций, выполненных на классической базе структурно-формационного анализа» [7, с. 92—98]. Остается не ясным, кто пытается обесценить эти работы — А. Д. Щеглов, критике которого посвящена рецензия Д. В. Рундквиста, руководство Мингео СССР или сам Д. В. Рундквист, с запозданием ставший активным сторонником концепции тектоники плит и вдруг решивший бороться за престиж нашей науки путем преодоления «изоляции отечественной металлогенической школы от современного плейттектонического анализа».

Очевидно, Д. В. Рундквист считает, что положения «нелинейной металлогении» являются естественным и закономерным следствием, вытекающим из современных геодинамических построений на базе плейттектоники. Если Д. В. Рундквист действительно болеет за престиж советской металлогении (а это, очевидно, так), то подобное заключение по меньшей мере странно. В книге А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова «Нелинейная металлогения и глубины Земли» (1985 г.) показано, что многие данные о нелинейности геологических процессов были получены советскими геологами задолго до появления идей тектоники плит. Нами отмечались работы по отдельным рудным районам и ме-

сторожениям Н. В. Петровской, Е. А. Радкевич, И. Н. Томсона, Р. М. Константинова и других, еще в 50-х годах указывавших на нелинейный характер проявления рудных процессов в земной коре. Попутно замечу, в связи с критикой Д. В. Рундквиста, что нелинейная металлогения это не только совместное проявление коровых и мантийных рудных месторождений, это комплекс геологических процессов, когда их проявление взаимообусловлено множественностью причин и не имеет, как правило, прямых связей только с одной из них, когда одни зависимости (закономерности) могут быть поняты только через анализ эволюции и развития других явлений. Ю. М. Пушаровский и др. [6] показали большое значение нелинейного характера проявления геологических процессов и предложили концепцию нелинейности процессов геодинамической и тектоно-магматической активности тектоносферы (нелинейная геодинамика) в качестве фундаментальной для геотектоники.

Можно было бы продолжить рассмотрение своеобразной, надуманной рецензии Д. В. Рундквиста. Статья Д. В. Рундквиста в целом оставляет грустное впечатление. Важные вопросы состояния и путей развития теоретической металлогении не рассмотрены. Вместо обсуждения — критика отдельных фраз и даже слов. С чем связан такой характер рассмотрения моих работ, что вызвало такую странную реакцию Д. В. Рундквиста? От кого хочет защитить отечественную металлогению Д. В. Рундквист? Почему новые вопросы направления металлогенических исследований, изложенные в моей книге, не получили оценки в его рецензии? Зачем надо было искажать смысл отдельных положений моих работ? Таких вопросов много.

И невольно вспоминаешь замечательную сказку Г. Х. Андерсена. Нет, не о новом платье короля и не о принцессах. А об Оле-Лукойе и о том, как рассказывал он мальчику Яльмару о звездах, которые надо снять с неба, пронумеровать, а затем почистить, и что потом произошло.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурьянова И. З., Раткин В. В. Ценный труд по теории и практике рудной геологии//Тихоокеанская геология. 1982. № 5. С. 125—128.
2. Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации//Геотектоника. 1979. № 6. С. 37—49.
3. Власов Г. М. О книге «Вулканические пояса Востока Азии (геология и металлогения)»//Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 122—126.
4. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста.— Л.: Недра, 1986.
5. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.
6. Неоднородности и конвенция в тектоносфере/Ю. М. Пушаровский, В. Л. Новиков, А. А. Савельев, В. Е. Фадеев//Геотектоника. 1990. № 5. С. 3—8.
7. Рундквист Д. В. Состояние и пути развития теоретической металлогении//Геология рудн. месторождений. 1990. № 6. С. 89—100.

8. *Твалчрелидзе Г. А.* Мобилизм или классическая геотектоника//Итоги науки и техники. Сер. рудн. месторождения. М., 1979. Т. 9.
9. *Герентьев В. М., Бергер В. И., Москалева В. Н.* О «мантийной металлогении»//Сов. геология. 1987. № 8. С. 123—126.
10. *Фаворская М. А.* О некоторых ошибочных толкованиях «металлогении сквозных рудоконцентрирующих структур»//Сов. геология. 1989. № 9. С. 114—119.
11. *Федорчук В. П.* Новая металлогеническая концепция//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 135—137.
12. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.
13. *Щеглов А. Д.* Основные проблемы современной металлогении.— Л.: Недра, 1987.
14. *Щеглов А. Д.* Современное состояние теоретических основ металлогении.— Л., 1989. (Препринт/Институт истории естествознания и техники).
15. *Щерба Г. Н.* Металлогения и мантийные месторождения//Геология рудн. месторождений. 1986. № 2. С. 115—122.
16. *Дмитров Р., Феоктистов В.* Нелинейная металлогения//Списание на Българского геологическо дружество. 1987. Кн. 2. С. 127—128.
17. *Routhier P.* Where are the metals for the future?//BRGM. 1983. P. 400.

УДК 551.24.031

© А. И. Садовский, 1991

Ритмическая тектоника и металлогения*

А. И. САДОВСКИЙ (СВФ ЦНИГРИ)

Как фундаментальное свойство Вселенной ритмичность процессов на Земле проявляется в разных видах и масштабах, включая чередование эндогенноактивных и седиментогенных геоступов. На примере Алтае-Саянского региона М. А. Усов связывал эту закономерность с существованием особого «сибиретипного» тектогенеза, фазы которого довольно мощно проявлялись в зонах, уже значительно закрепленных предыдущим тектогенезом [14]. Тогда же В. А. Обручев указал на стойкость как бы обновлявшихся во время неотектонического этапа древнейших структур. Он является также одним из создателей пульсационной тектонической гипотезы, которая, по существу, продолжается в представлениях о тектоно-магматической активизации (ТМА).

На XVII международном конгрессе в Москве (1937) Н. Арабу, ссылаясь на еще более ранние работы Л. фон Буха, Э. де Бомона, Э. Зюсса, развивал идеи о существовании в литосфере «систематических линий» периодической деформации, связывая их с «силовыми линиями» Земли. «Получается впечатление, — писал он, — будто история земного шара несколько раз начиналась сызнова» [2, с. 334]. Для современной интерпретации картины в целом принципиально важны наблюдения А. Н. Заварицкого, описавшего у тихоокеанских берегов Северо-Востока Азии (СВА) наличие особого, «первичного», по его определению, тектогенеза, представляющего собой явление несравненно более мощное, чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектоники в собственном смысле слова [4].

Налицо давно установленная объективная диалектика тектонических преобразований Земли. Она противоречит канонам классической геосинклинальной теории, орогенные образования в рамках которой должны строго подчиняться конфигурации порождавших их геосинклинальных прогибов. Многие «систематические линии» Земли с ними вообще не совпадают, что хорошо известно по работам Н. С. Шатского, Ю. М. Шейнмана и других классиков советской тектоники, а в металлогении — по работам Е. А. Радкевич, М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и др.

Эти линии являются характерными формами отмеченного А. Н. Заварицким «первичного» тектогенеза, который будем называть **геодинамическим (ГДТ)**. Геосинклинальные орогены представляют собой производные гипергенно-метаморфической эволюции отложений крупных прогибов, перекрывавших и в значительной мере приспособившихся к ним. Специфические образования ТМА — результат взаимодействия «систематических линий» и вообще глубинных процессов ГДТ с чуждой им средой древней континентальной коры, геосинклиналей и других поверхностных структур Земли.

В упоминавшихся работах говорится не только о существовании устойчивых линий ГДТ. Л. фон Бух и Э. де Бомон писали также о «кратерах поднятия». Господство идеографического мышления сделало гипотезу об их связи с «вулканами» нежизнеспособной. Однако, получив возможность наблюдать Землю при помощи космических аппаратов извне, мы фактически вынуждены возвращаться к ним, фиксируя многочисленные «кольцевые» и вообще структуры центрального типа неясного происхождения.

Концепция ритмической тектоники состоит в следующем: развиваясь в ритмах Вселенной как внутренне активное небесное тело (что доказывают глобальный тепловой поток и геофизические данные о наличии в центре планеты крупного жидкого ядра) Земля, подобно природному лазеру, периодически переживает революционные периоды разрядки эндогенной энергии. На поверхности они выражаются всплесками эндогенной активности в виде ГДТ и ТМА, частота которых со временем нарастает [3 и др.]. После них наступают эволюционные паузы релаксации, в течение которых гипергенные процессы как бы снимают последствия неравновесных физико-химических состояний и механических напряжений земной коры, переводя значительную часть вещества созданных процессами ГДТ и ТМА радиальных форм эндогенного рельефа в слоистые тангенциальные структуры.

По достижении определенного термодинамического состояния в слоистых толщах прогибов начинаются геосинклинальные процессы. Их суть и направленность — метаморфогенно-метасоматическая дифференциация и генерация новых фаций гранито-гнейсового вещества в

* На примере Северо-Востока Азии.

составе континентальной коры из исходных осадков. Последние предварительно проходят глубокую гипергенную переработку, освобождаясь этим способом от значительной части тяжелых металлов, характерных для исходного вещества эндогенных систем.

О механизме такой переработки существует обширное наследие Н. М. Страхова и др. Отметим, что тяжелые металлы концентрируются в определенных осадочных фациях ограниченного объема. В последующих ритмах ГДТ и ТМА они могли играть роль источников вещества для рудных месторождений. При этом важнейшими магно-рудоконтролирующими часто выступали как «систематические линии» — линеаментные зоны, так и «кратеры поднятия» — концентрические структуры. Те и другие отчетливо проявлены в геологии и металлогении СВА, где и в фанерозойское время ритмической тектоники создана автономная, типично нелинейная по условиям развития и полихронная металлогеническая провинция, охватывающая примерно восьмую часть территории СССР.

Рудный потенциал таких провинций складывается из: 1) периодических выносаемого из мантии богатого серой, железом, медью, свинцом, цинком и другими тяжелыми металлами базальтофильного вещества; 2) заимствования рудного вещества из вмещающих сред, где оно, как отмечено, накапливалось в процессе межритмовой гипергенной дифференциации. В итоге создается сложная металлогения, которую называют нелинейной [16] и «новой глобальной» [1].

Металлогеническая провинция СВА представляет собой сегмент, фактически полуостров древнего Евразийского материка, находящийся к востоку от Сибирской платформы. Разделяя новейшие глобальные геодинамические системы Тихого и арктической части Атлантического океанов, он испытывает значительное их воздействие, но вместе с тем обладает самостоятельной палеозойско-кimmerийской структурой изометрично-дугового плана. Она ясно выражена в геологическом строении, орографии, геофизических и космофотогеологических полях, а также на всех тектонических, металлогенических и других картах геологического содержания (рис. 1). Эта известная по трудам Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова и других исследователей крупнейшая металлогеническая провинция СССР с 30-х годов служит источником золота, олова, вольфрама, в последние годы также серебра. Действительный же рудный потенциал ее более разнообразен и еще далеко не раскрыт.

Наиболее заметным элементом в составе металлогенической провинции СВА является пояс многоэпигинальных мезозонд. В виде полукольца он протянулся на 5500 км, обходя древние структуры Колымо-Омолонского ядра региона. На всем протяжении его слагают хорошо известные со времени обобщений Н. П. Хераскова однообразные формации верхоянского комплекса, поэтому он хорошо картируется и отображается на всех картах геологического содержания (см. рис. 1). Благодаря интенсивной россыльной золото- и оловоносности этот пояс наиболее изучен.

Многими исследователями, включая Ю. А. Билибина, Е. Т. Шаталова, Н. А. Шило и др., показана закономерная связь с ним также относительно простого золота, касситерит, вольфрамит-кварцевое оруденение. Длительное

время казалось, что это оруденение и созданная мезозондами мегакольцевая зональность составляют главную закономерность металлогенической провинции СВА. Однако со времени обобщения С. С. Смирнова известно, что вдоль Тихого океана она нарушается наложенными вулканогенными образованиями одноименного трансрегионального рудного пояса. Позже установлены и выявляются до сих пор более мелкие нарушения (см. рис. 1). Эти «исключения» становятся правилом, имеют важное практическое значение и требуют объяснения.

Традиционно образование металлогенической провинции СВА связывали с эволюцией геосинклиналей Верхояно-Чукотской системы, на восточную окраину которой наложены процессы позднемезозойско-кайнозойской ТМА Тихоокеанского пояса. Тектоника и металлогения первых рассмотрена в работах [6. 8 и др.], а вторых — в [10, 11, 15 и др.]. При этом из анализа фактически выпадали указанные менее ярко выраженные нарушения генеральной зональности мезозонд, либо их связывали лишь с образованиями позднемезозойско-кайнозойской ТМА. Автором установлено, что они в значительной степени predetermined влиянием структур погребенной под мезозондами особой металлогенической палеопровинции, созданной палеозойским импульсом ГДТ и ТМА. Это в корне меняет представления о природе металлогенической провинции СВА, ее рудном потенциале и закономерностях его размещения.

Палеозойские палеопровинции, обладающие собственным рудным потенциалом, имея одинаковую геодинамическо-активизационную природу с Тихоокеанским рудным поясом, во время развития последнего переживали фактически повторную активизацию, не изменяя принципиально своего качества. В итоге в пределах остаточных блоков древней коры, где они были в это время частично вскрыты, в них создавались бициклические (палеозойско-позднемезозойские) активизационные рудоносные системы. Находясь же в скрытом состоянии, они направляли формирование достаточно сложных глубинных рудоносных систем, «проецирующих» в современной металлогенической провинции СВА либо своими особыми формами, либо рудным потенциалом, либо тем и другим одновременно. Важным и новым в объясняющей его концепции является выделение палеозойского геотана, представленного на СВА собственным мегакомплексом типично геодинамическо-активизационных формаций и структур.

Геологические формации в составе его распадаются на стратифицированные преимущественно седиментогенные и секущие эндогенные. Общая особенность — резко выраженное нелинейное их взаимоотношение и скольжение возрастных границ. Это отображает формирование их в обстановке дифференцированного (пульсационного) проявления тектонических движений и вообще характерно для режимов ГДТ и ТМА.

Выделяются также характерные для данного режима композиционные геологические формации, состоящие одновременно как из субстратов стратифицированного, так и секущего типа, переработанных наложенными энергетическими и флюидными потоками ТМА. Назовем их вариогенными. Металлогеническое значение их исключительно велико, поэтому назрело их самостоятельное выделение и изучение.

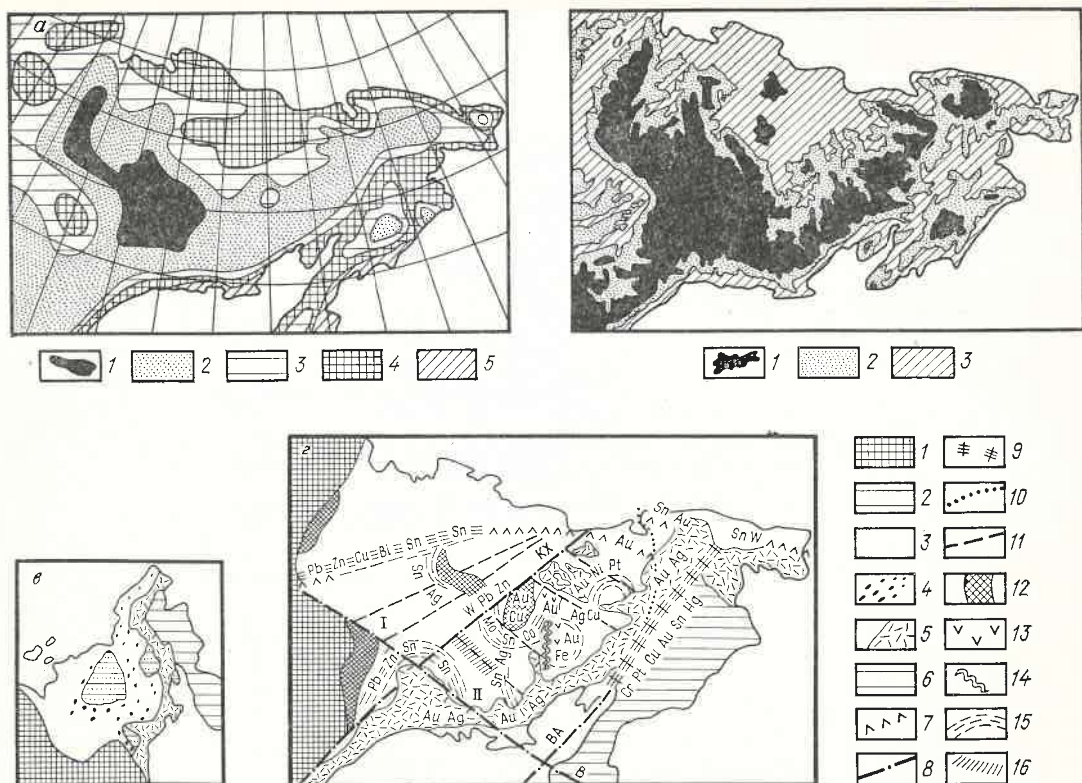


Рис. 1. Отображение целостной структуры металлогенической провинции Северо-Востока Азии, созданной процессами (фанерозойской) ритмической тектоники, в различных информационных полях:

а — в региональном поле силы тяжести — участие земной коры разной мощности, рассчитанной И. В. Беляевым по формуле Р. М. Деменчикой, км: 1 — 55—45; 2 — 45—37,5; 3 — 37,5—35; 4 — 35—32,5; 5 — 32,5—10; б — в оротографии — ступени рельефа разной абсолютной высоты, м: 1 — больше 1000, местами 2000; 2 — 600—400; 3 — меньше 400; в и г — в тектоническом строении и металлогении — тектономорфологические комплексы: 1 — Сибирской платформы, 2 — остаточных выступов древнейшего крона внутри Северо-Востока Азии («срединные массивы»), 3 — Верхоянского многогосинклинального пояса, интрузивных (4) и вулканических (5) образований позднемезозойского возраста, 6 — мезозойско-кайнозойских вулканогенно-осадочных образований переходной от материка Евразии к Тихому океану Корякско-Камчатской зоны; каркасные структурные элементы дизъюнктивного типа: 7 — зона глобального раздела земной коры (Байкало-Чукотский сегмент); 8 — трансре-

гиональные линейменты (КХ — Колымо-Хинганский, ВА — Восточно-Азиатский, В — Вилуйско-Алеутский), 9 — зона Пенжино-Анадырского рифта, 10 — линия Пенжино-Чаунского сдвига, 11 — разломы регматических систем, существенно различающихся в пределах Верхояно-Колымского (I) и Охотско-Приколывского (II) блоков; структурно-металлогенические элементы, созданные в палеозойскую геодинамически-активизационную эпоху, но подновлявшиеся в позднемезозойско-кайнозойскую (оказывавшие профилирующее влияние на общую металлогению региона): 12 — выступы позднепротерозойских и палеозойских отложений с широко распространенным в них стратонидным Cu, Pb, Zn, Fe, Mn и другими оруденениями; 13 — площади широкого распространения Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn и других оруденений, связанных с палеозойскими рудогенерирующими системами; 14 — Конгинская зона близповерхностного Au-Ag и других палеозойского и позднемезозойского оруденений, связанных с двукратной фанерозойской геодинамически-активизационной регенерацией отрезка одного из древнейших меридиональных разломов; 15 — дуговые зоны с разнообразным, существенно базальтофильным оруденением; 16 — Главный Колымский золотоносный пояс, локализованный в пределах Охотско-Приколывского блока

Стратифицированные формации (таблица) отличаются резким перепадом мощностей, полимиктовости, туфогенности, груботерригенности и эвапоритовости. Фиксированные ими события развивались следующим образом. В конце протерозойского — начале палеозойского времени от Алдана до Омолона через территорию Охотского массива простиралась единая тектоно-стратиграфическая провинция, в пределах которой в условиях относительно спокойного тектонического режима и ослабленного базальтоидного магматизма накапливались однообразные кварцево-полевошпатовые песчаники и карбонаты. Условия были скорее квазиплатформенными, чем геосинклинальными.

В середине ордовика документируется появление автономной геодинамической системы,

которая состояла из центрального Колымо-Омолонского массива (со значительными участками суши в ее пределах) и обрамлявших его прогибов. В них продолжали накапливаться терригенно-карбонатные отложения. Однако широко распространены также турбидиты и конгломераты. С крупнейшими линейментами и концентрическими структурами в ряде мест связаны процессы мантийного магматизма.

Со времени проявления этого магматизма в качестве ведущих рудогенерирующих в регионе развивались процессы ТМА. Ее максимум пришелся на середину девона — начало карбона, отмечен крупнейшими несогласиями и накоплением эффузивов порфирового типа, особенно разнообразно и интенсивно проявленных в бассейне Омолона [5]. Завершилась актив-

Схема ритмотектонической эволюции целостной структуры и металлогенической провинции Северо-Востока Азии

Основные эпохи развития			Их геологическое выражение			Геолого-генетические типы оруждения	
Номер	Возраст	Режим	Формационные типы	Обстановки	Линейные	Нелинейные	
V	Ранний мел — палеоген	Геодинамически-активизационный	Разнообразные вулканические, вулканогенно-молассовые и плутонические *	Базальтоидно-рифтового и грабенового типа, развивавшиеся на общем фоне Тихоокеанского подвижного пояса	Плутогенно-вулканические, Au, Ag, Cu, Mo, Sb, Hg, W, Sn и др.	Гипергенно-типогенные (за счет потенциалов IV и II эпох); профиларизованные (рудноносными системами III эпохи); бициклические	
IV	Середина карбона — мела	От релаксационно-седиментационных до миогеосинклинальных	Терригенно-флишоподобные, гранодиорит-гранитные (колымакские граниты)	Компенсационно-седиментогенные; метаморфогенно-магматические (миогеосинклинальные)	Кварцевозильные метаморфогенно- и постиптрузивно-гидротермальные, Au, Sn, W и др.		
III	Середина ордовика — перми	Геодинамически-активизационный	Сложноизменчивые: преимущественно седиментогенные — терригенно-карбонатные, пестроцветные терригенные, терригенно-карбонатно-вулканические, терригенно-вулканические и др. магматические: салынского, мафическо-салынского и мафического рядов — гранодиорит-гранитные щелочные, гранитоидные, дацит-риолитовые, трахириолитовые, трахиалязитовые, трахириолит-базальтовые, диабаз-базальтовые, ультрамафические, щелочные ультрамафические и др. метаморфогенно-метасоматические — кристаллические сланцы, гнейсогранитоиды и др.; вариогенные — седиментогенно-магматогенно-метасоматические	Деструктивно-конструктивные базальтоидно-рифтового и грабенового типа, развивавшиеся на общем фоне региональной геодинамической структуры континентально-сводового вида	Плутогенно-вулканические, Au, Ag, Cu, Mo, Pb и Zn, Mn, Fe, W и др.; флюидно-метасоматические, Cu, Pb, Zn; Cr, Fe, Au и др.	Гипергенно-типогенные (за счет рудного потенциала II и нижней части IV эпох); профиларизованные (рудноносными системами I эпохи) Au, Ag, Mo, Cu, W, Pb и Zn, Co, Cr, Fe и др.	
II	Поздний протерозой — ранний палеозой	Квазиплатформный	Терригенно-карбонатные, аналогичные таковым в чехле Сибирской платформы	Эпейрогенно-авлакогенные, местами перераставшие в рифтовые	Гидротермально-метасоматические Cu, Pb, Zn, Cr, Fe и др.		
I	Архей — средний протерозой	Нуклеарно-кратонный; геодинамически-активизационный	Плагиогнейсы, разнообразные кристаллические сланцы и кальцифиты, «серые» (апоналитовые) гнейсы, амфиболиты, гранитоиды и др.	Конструктивные и деструктивно-конструктивные (крайне слабо изучены)	Разнообразные, не изучены, Fe, Ti, Au и др.		

* Формации и геологические обстановки данной эпохи освещены в публикациях В. Ф. Белого, Р. Б. Умитбаева, автора и др.

зация образованием внутренне сложной общерегиональной структуры континентально-сводного вида, общий план которой и «просвечивает» в современной тектоно-морфологии СВА как целостного образования (см. рис. 1). Позже, приспособившись к ней, накапливались главным образом песчано-глинистые отложения верхоянского комплекса.

Эндогенные формации подразделяются на магматические и метаморфогенно-метасоматические, а по составу — на формации преобладающего салического, мафическо-салического и мафического рядов (см. табл. 1). В целом для них характерно: 1) большое разнообразие пород при значительной роли щелочных разностей; 2) исключительно резко выраженная очаговая дискретность проявления; 3) разнообразие обстановок формирования.

Магматические формации салического ряда представлены крупнейшими (до 850 км²) плутонами и мелкими штоками преимущественно гранодиорит-гранитного и сиенит-гранитного состава, для которых обычны непостоянство фаз и фаций, связь с древнейшими разломами, сопряженность со структурами сводового характера, обращенными кальдерами и метасоматическими куполами; мафическо-салические — в основном эффузивно-экструзивными структурно-вещественными комплексами (СВК) андезит-риолитового, трахириолитового, трахиандезитового и трахибазальт-трахириолитового составов, образующими купола, кальдеры обращенного типа, очень своеобразные очаговые ареал-плутоны и силлово-лаколлитовые залежи; мафические — разнообразными щелочно-ультрамафическими, мафическо-ультрамафическими и собственно мафическими СВК, сопряженными с крупными разломами, зонами рифтового типа, предрифтовыми впадинами.

Метаморфогенно-метасоматические формации салического и мафическо-салического рядов образуют купола и зоны, иногда очень крупные, сложенные различными, часто очковыми кристаллическими сланцами (вплоть до гранито- и сиенит-гнейсовых пород). От регионально метаморфических термобарических образований они отличаются резко секущими границами, иногда сохраняют фаунистические остатки.

В соответствии с геодинамически-активизационной природой эндогенные породы основного состава образуют как бы общий фон, распространяясь во времени от середины ордовика до перми включительно, а в пространстве — по всей территории СВА. Породы салического и мафического рядов выделяются более локально. На их распределение определенно воздействуют долгоживущие линейменты и концентрические структуры. Эта фундаментальная закономерность принципиально влияет на металлогению провинции СВА и ее районирование.

Вариогенные формации как бы вбирают в себя в разных комбинациях свойства и признаки всех отмеченных выше формаций. В этом состоит большая сложность их типизации, которая плохо отображается «качественными» методами и легендами традиционного картирования. Изучать их следует на более строгой количественной основе.

С эндогенными формациями эпохи палеозойской ТМА на СВА связаны промышленные месторождения и значительные, но слабо изученные проявления разнообразного оруденения: с магматическими — мафическо-салическими —

редких земель, магнетит-хромитового и платиноидного, а также колчеданного и медного; с салическими и мафическо-салическими — золотого, золото-серебряного, медно- и молибден-порфирового, редкоземельного; с метаморфогенно-метасоматическими — медного, полиметаллического, золотого, хромового и др. (см. таблицу).

Размещение рудоносных палеозойских систем определяет сеть линейных и концентрических каркасных структур, которые почти полностью не согласуются со структурно-фациальными зонами в мезозоидах (см. рис. 1). Находясь в составе структурно-металлогенического базиса СВА, они в течение следовавшей за палеозойским геостатом ГДТ и ТМА межритмовой фазы были в значительной мере «захоронены» под отложениями верхоянского седиментогенного комплекса, а во время поздне-мезозойско-кайнозойского ритма ГДТ и ТМА снова как бы регенерировались, направляя формирование месторождений данной эпохи. Этим определяется принципиально важный вклад палеозойского геостата в общую металлогению СВА.

С учетом его общая картина структурно-металлогенического развития СВА как элемента в составе материка Евразии обладающего собственной целостной геологической структурой (см. рис. 1), состоит в следующем (см. таблицу). В позднем протерозое — начале палеозоя на месте СВА существовала структура квази-платформенного характера (плита, по Ю. А. Билибину; подвижная платформа, по Ю. М. Пущаровскому, 1960). В среднем палеозое очень интенсивно проявился первый импульс ГДТ и ТМА фанерозойской ритмической тектоники, создавший на месте СВА внутренне сложную активизационную систему континентально-сводного типа. В позднем палеозое — среднем мезозое возникла межритмовая Верхояно-Чукотская седиментогенная система, местами эволюционировавшая как многоэпиклиналиная. Образование ее в значительной степени конформны элементам предшествующей континентально-сводовой системы, вследствие чего имеют специфический для геосинклинальных систем мегаколыцевой вид распределения вокруг остаточного Колымо-Омолонского ядра, недостаточно корректно именуемого «срединным массивом». В позднем мезозое — кайнозое проявился второй импульс ритмической тектоники, который частично усложнил, но не изменил полностью созданный палеозойским ритмом структурно-металлогенический каркас СВА, а в значительной мере «приспособился» к нему (см. рис. 1).

В свете излагаемой концепции заслуживают переосмысления традиционные взгляды на эволюцию мезозоид. Особо важны ее четыре особенности.

1. Первоначальное накопление терригенных отложений верхоянского комплекса происходило в периферических прогибах, которые в раннем карбоне обрамляли вышеотмеченную континентально-сводовую структуру, и затем, за ее релаксацией, последовательно смещались к ее центру, а не наоборот, как предопределяется концепцией геосинклинального разрастания структур ранней консолидации. Это однозначно зафиксировано в геологии Верхоянья.

2. Отложения верхоянского комплекса имеют «гранитоидный» валовый состав, чем сильно отличаются от более основных погребенных под ними палеозойских эндогенных СВК. Это

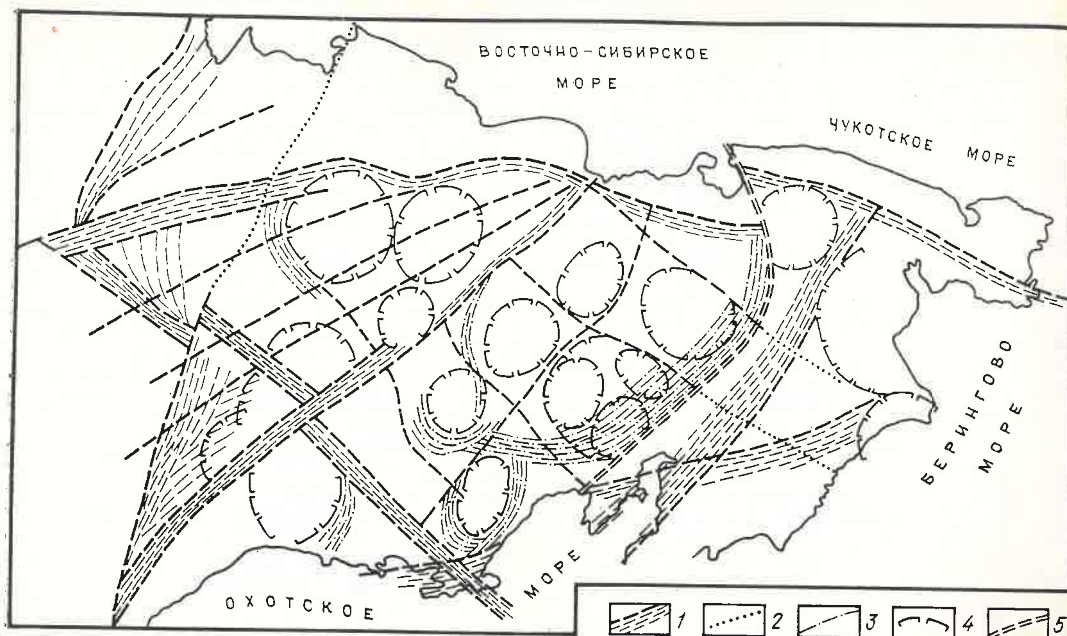


Рис. 2. Схема каркасных линейных и концентрических элементов:

трансрегиональные линеаменты: 1 — картающиеся, 2 — предполагаемые по косвенным данным; концентрические элементы разного происхождения: 3 — представленные градиентными тектоническими зонами вокруг «просвечивающих» концентрических структур

и их групп, 4 — непосредственно связанные с обрамлением протогологических ядер структур, 5 — входящие в сдвиговую зону, образовавшуюся в обрамлении Колымо-Омолонского ядра палеозойской континентально-сводовой системы во время позднемезозойско-кайнозойской активизации (с одновременным проявлением крупнейшего Пенжинно-Анадырского рифта)

объясняется контрастным «просвечиванием» контролирующих их размещение каркасных структур на фоне мезозойда не только особыми формами, но и присущим им существенно базальтофильным геохимическим содержанием.

3. Созданные внутри мезозойда реоморфические колымские граниты слабо магнитны, а активизационные — намагничены [7], что подтверждает их разную природу и рудную специализацию: в первом случае — кварцевую типично градофильную, а во втором — преимущественно базальтофильную.

4. Ранние формации верхоянского комплекса местами непосредственно перекрывали завершавшие стадию эндогенной активности палеозойские каркасные структуры. При этом в них создавались условия для формирования специфических «доороженных» (относительно мезозойда) типов крупнообъемного Mn, Cu, As, Au и других видов оруденения, происхождение которых не было объяснено с позиции прежних представлений.

Среди каркасных элементов, кардинально влиявших на общую металлогению СВА, главенствуют, как говорилось, линеаменты и концентрические структуры (рис. 2). В совокупности они образуют весьма своеобразную систему структурно-металлогенического геодинамически-активизационного базиса. На самом высоком иерархическом уровне в составе его выделяется шесть линеаментных зон, из которых для общего понимания металлогении СВА особо важны четыре.

Байкало-Чукотский раздел земной коры трансформируется палеозойской палеорифтовой структурой, скрытой в основании Вилуйской синеклизы [13]; Яно-Борулахской аномальной тектонической зоной в перекрывающих мезозой-

дах, под которыми указанная структура прослеживается по геофизическим данным; геологически ярко выраженной Депутатской краевой зоной Колымского деструктированного блока (см. рис. 1); раннемезозойской трогообразной структурой, выделяющейся в основании мезозойда Западной Чукотки [11]. На всей Чукотке положение структуры отчетливо выражено в градиентном поле силы тяжести, а на Центральной и Восточной Чукотке она служит глубинным барьером для образования Тихоокеанского пояса. Под влиянием раздела они не проникают в Арктику, а круто изменяя трансрегиональное простирание почти под прямым углом уходят в Америку (см. рис. 1).

Этот элемент разделяет две субпровинции, различающиеся интенсивностью проявления эндогенных процессов палеозойской ТМА и общей сложностью тектонического расчленения (см. рис. 1), а также специализацией металлогенических элементов: к северу они относительно простые, преимущественно градофильные, а к югу — наиболее разнообразные, существенно базальтофильные. Сам Байкало-Чукотский раздел контролирует крупнейшую зону хорошо известных неординарных промышленно рудоносных объектов: оловоносные зоны Яно-Борулахского междуречья и Депутатский рудный район; Кэпэрвеевский и Алискеровский золоторудные узлы Западной Чукотки; Пыркаайские оловоносные мегаштокверки и Майский золоторудный узел на Центральной Чукотке; Амгуэмский рудный район на Восточной Чукотке и другие менее известные. В целом это одна из важнейших металлогенических зон СВА, отвечающая по ранговому положению такому мировому эталону, как Боливийский рудный пояс.

Восточно-Азиатский линеймент контролирует гирлянду эпиконтинентальных окраинных морей Евразии, а внутри СВА — крупнейшую и наиболее ярко выраженную Пенжинско-Анадырскую рифтовую зону (см. рис. 1). Вдоль линеймента выделяется ряд узлов с палеозойским и более поздним магнетит-хромитовым и платиноидным оруденением, а в целом он является барьером, разделившим уже в палеозойское время блоки с разной глубиной деструкции древней континентальной коры — Корякско-Анадырский, впоследствии почти полностью ассимилированный Тихоокеанским поясом, и Охотско-Приколымский, где эта ассимиляция не заходила так далеко. Соответственно металлогенически они также неравноценны (см. рис. 1).

Колымо-Хинганский линеймент в Джугджурском звене картируется непосредственно, затем сопровождается тектонически аномальной полосой мезозойд Колымо-Индигогорского междуречья, далее разграничивает резко различные структуры Колымского блока и Приколымья (см. рис. 1). Зона линеймента здесь влияет на строение геофизических полей, а время его заложения определяется расположением структурно-фациальных зон ордовикских и более поздних отложений.

В северной части с этой зоной связаны железорудное месторождение Победное, а также палеозойское полиметаллическое, вольфрамовое, марганцевое оруденение, а в южной — молодое олово-полиметаллическое. Зона разграничивает Охотско-Приколымский и Верхояно-Индигогорский геоблоки, которым отвечают группы сильно различающихся по морфологии и рудно-магматической специализации металлогенические области (см. рис. 1). На уровне палеозойского среза 90 % СВК салического и мафического-салического рядов эндогенных формаций с сопутствующим (Au, Ag, Cu, Mo и др.) оруденением находятся к востоку от данного линеймента. К западу от него абсолютно преобладают СВК мафических формаций и им сопутствует главным образом медно-колчеданное и полиметаллическое стратиформное оруденение (см. рис. 1).

В пределах верхоянского комплекса это различие проявляется иначе. Еще С. С. Смирнов отметил, что для мезозойд, находящихся на территории Верхояно-Индигогорского геоблока характерны руды, содержащие сульфиды Cu, Pb, Zn и сидерит. В Охотско-Приколымском геоблоке они отмечаются лишь в местах «проросновения» древних каркасных структур. Н. А. Шило было показано, что Главный Колымский золотоносный пояс, находящийся, по нашим представлениям, в Охотско-Приколымском геоблоке (см. рис. 1), как бы обрывается на уровне Колымо-Индигогорского междуречья — именно в зоне Колымо-Хинганского линеймента. Территории, расположенные по разные стороны от линеймента, существенно различаются также по интенсивности и условиям проявления сурьмяного оруденения.

Зона Вилуйско-Алеутского линеймента, возникнув в связи с палеозойским ритмом ГДТ, стала причиной появления юго-восточного звена Яно-Колымского прогиба, отделившего структуры древнего Колымо-Омолонского ядра региона от Охотского блока. Раньше, как говорилось, они находились в единой Алдано-Омолонской палеопровинции квазиплатформенного типа. Ограничивающие данную зону крупнейшие разломы палеозойского заложения карти-

руются непосредственно, а внутри нее прослеживаются по косвенным, в т. ч. по геофизическим данным. Будучи подновленными, они образуют хорошо известную систему Колымских разломов, часть из которых контролирует золотое, ртутное и другие виды оруденения. В целом данная зона входила в отмечавшуюся палеозойскую структуру континентально-сводового типа, предопределившую общий план строения металлогенической провинции СВА (см. рис. 1, 2).

Концентрические структуры являются не проблематичными «кольцевыми разломами», во множестве выделяющимися разными авторами, а объемными геологическими телами, отчетливо проявляющими автономную эндогенную активность во время палеозойской ТМА. Всего выделено 18 таких структур, часть из которых непосредственно картируется на уровне палеозойского этажа, а остальные выделяются по косвенным данным, находясь в скрытом состоянии (см. рис. 2). В ядрах частично обнаженных структур вскрываются «серые гнейсы» с возрастом больше 3,4 млрд лет [9]. От обрамления они отличаются несколько повышенной плотностью и мантийной геохимической специализацией. Так, в бассейне Омолона, находясь в частично обнаженном состоянии, они сопровождаются крупными аномалиями Cr, Ni, Co, а над скрытыми под отложениями верхоянского комплекса структурами, находящимися в зоне мезозойд в верхнем течении Колымы, выделяются крупные рудно-геохимические ареалы базальтофильного типа. В бассейне Омолона наиболее крупная концентрическая структура ярко выражена в современном рельефе.

Рассматриваемые структуры интерпретируются автором как протогоеологические неоднородности нуклеарного типа, служившие в эпохи ГДТ и ТМА концентраторами глубинной энергии и флюидов. Они имеют важнейшее магмо-рудоконцентрирующее значение, т. к. с ними сопряжены обширные ареалы палеозойских вулканоплутонических рудоносных систем (Кедонский в бассейне Омолона) и полициклические дуговые зоны с характерной для данных структур вообще многометалльной базальтофильной рудоносностью (см. рис. 1).

В совокупности линейментные и концентрические структуры в общей организации металлогенической провинции СВА в ее современном виде предопределяли, с одной стороны, своеобразие рисунка металлогенических подразделений, с другой — особый состав формировавшегося над ними оруденения. То и другое непосредственно наблюдается внутри кольца мезозойд [6].

В заключение отметим, что линейментные и концентрические структуры длительного полициклического развития в пределах СВА служили рамой, в которую вкладывались, в значительной мере приспособляясь к ней, процессы Тихоокеанского рудного пояса. Колымо-Хинганский линеймент оказывается здесь западной границей данного пояса вообще, а Восточно-Азиатский — границей между внутренней и внешней (по С. С. Смирнову) его зонами и т. д. Все это кардинально меняет представления о металлогенической провинции СВА в целом и той ее части, которая относится к Тихоокеанскому рудному поясу, но еще трактуется весьма по-разному [7, 15, и др.], и должно учитываться при объективизации металлогенического районирования региона и других сходных с ним по развитию образований Евразии.

зии на достаточно строгой геолого-генетической основе. Оно осуществимо именно в рамках принципиально намеченной в данной статье новой ритмотектонической структурно-металлогенической концепции, объединяющей лучшие стороны как геодинамики, так и классического геологического наследия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И. И., Клаушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. — Л.: Недра, 1987.
2. Арабу Н. О деформации Земли//Тр. XVII МКГ. М., 1939. С. 337—348.
3. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. — М.: МГУ, 1960.
4. Заваицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2. С. 3—12.
5. Лычагин П. П. Петрографические палеопровинции Северо-Востока в неогее//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 3. С. 41—51.
6. Матвеев В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР//Тр. ВНИИ-1. 1960.
7. Печерский Д. М. Магнитные свойства изверженных пород//Тр. СВКНИИ. Вып. 64. СО АН СССР. 1964. Вып. 9.

8. Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Востока Азии//Тектоника СССР. 1960. Т. 5. 1960.
9. Рудник В. А., Соболев Э. В. Ранняя история Земли. — М.: Наука, 1984.
10. Садовский А. И. Структуры активизации и проблемы тектонического районирования восточной окраины Колымской палеоплатформы//Тектоника Сибири. 1970. Т. IV. С. 102—111.
11. Садовский А. И. Анюйский мегасвод — типоморфная структура активизации на складчатых мезозондах Верхояно-Чукотской многоосинклинали//Рудоносные орогенные структуры. М.; 1981. С. 88—102.
12. Садовский А. И. Структурно ориентированные территориальные прогнозно-поисковые комплексы на примере Северо-Востока Азии//Сов. геология, 1989, № 10. С. 102—113.
13. Тектоническое положение и природа Вилюйской синеклизы//Г. С. Фрадкин, М. В. Болдырев, В. В. Гайдук и др.//Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 38—50.
14. Усов М. А. Структурная геология. — М.—Л.: Гостеолтехиздат, 1940.
15. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. — М.: Наука, 1986.
16. Щеглов А. Д. Нелинейная металлогения//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1471—1474.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Хроника, информация

УДК 550.311(047.6)

© Н. В. Милетенко, 1991

Всесоюзная конференция „Глобальные изменения в геологической истории Земли“

Н. В. МИЛЕТЕНКО (Мингео СССР)

Конференция состоялась 21—24 марта 1991 г. в Москве на ВДНХ СССР. Организована она по инициативе Министерства геологии СССР и Всесоюзного научно-технического геологического общества. В конференции приняли участие ученые и специалисты Мингео СССР, АН СССР, Гособразования СССР, других министерств и ведомств. Присутствовало около 200 человек из 38 организаций.

Конференция открыта докладом А. И. Кривцова, Н. В. Межеловского (Мингео СССР)*. В нем рассмотрено современное состояние проблемы изучения глобальных изменений в геологической истории; отмечено значение проблемы для познания закономерностей эволюции и смены геологических процессов, изучения Земли как единой системы с учетом взаимодействия всех ее составляющих в разные периоды прогнозирования глобальных геологических событий. Проанализировано состояние выполняе-

мых работ и предложены направления и пути их углубления и развития.

Всего заслушано 36 докладов. В соответствии с содержанием их можно распределить по следующим трем направлениям: 1) геотектонические, стратиграфические и вещественные характеристики крупнейших геодинамических перестроек Земли и отдельных регионов; цикличность глобальных геодинамических процессов критических эпох, процессов рудо- и нефтеобразования; 2) геологические, геофизические, геохимические и другие критерии прогноза глобальных геологических событий и катастроф; 3) закономерности геоэкологических изменений под воздействием природных и техногенных факторов. По-первому направлению был сделан ряд докладов: А. С. Алексеев (МГУ), Д. К. Астахов (ВНИИгеоинформсистем), В. Л. Масайтис (ВСЕГЕИ), В. В. Муравьев (ВНИИгеоинформсистем), В. В. Кунцеля (ВСЕГИНГЕО), В. П. Коробейников (СНИИГГМС), В. В. Краснов (СНИИГГМС), Д. П. Найдин (МГУ), В. Д. Наливкин (ВНИГРИ), С. Г. Неручев (ВНИГРИ),

* Доклад опубликован в данном номере журнала.

К. О. Соборнов (ВНИГНИ), В. М. Чеботарев (БелНИГРИ), Э. В. Япаскурта (МГУ).

Анализ возможностей геологических, геофизических, геохимических и других критериев изучения и прогноза глобальных геологических событий и катастроф был дан в докладах И. С. Барскова (МГУ), А. Б. Веймарна (МГУ), Г. П. Кудрявцевой (МГУ), Ю. И. Никольского (ВИРГ), Я. Н. Яницкого (ВИМС).

Интересный подход к обоснованию физических моделей глобальных изменений в истории Земли предложен А. Е. Куликовичем (УкрНИГРИ). Им сформулирован «многоуровневый периодический закон исторической геологии», согласно которому геологические цикличности отвечают единой резонансно взаимосвязанной системе. Это позволяет ретроспективно определять даты катаклизмов различных порядков (тектонно-магматические диастрофизмы, биосторические разрывы, оледенения и т. п.).

Важность выявления закономерностей геоэкологических изменений под воздействием природных и техногенных факторов подчеркивалась в докладах В. И. Бгатова (СНИИГГиМС), А. И. Науменко (СНИИГГиМС), М. Ф. Федосеевой (БелНИГРИ), С. А. Хондриана (Аэрогеология), О. Н. Шешинной (ВСЕГИНГЕО).

В докладе В. Л. Сывороткина и Н. А. Садовского (геологический и химический факультеты МГУ) была обоснована принципиально новая гипотеза образования «озоновых дыр». Допускается, что они возникают над вулканически активными участками рифтовых систем в результате продувки озонового слоя водородом — основным флюидным компонентом толентового вулканизма. В результате протекающих реакций образуется вода, количество которой в эпохи рифтогенеза способно повысить уровень Мирового океана на 100—200 м. Уничтожение озонового экрана Земли в такие эпохи приводит к массовой гибели организмов, а также служит мощным фактором мутации под влиянием которого возникают новые виды.

На заключительном заседании в прениях выступили 14 человек, обсудивших доклады и отметивших продуктивность работы конференции. Конференция показала, что накопление обильного фактического материала по региональной геологии и результаты углубленной разработки общих проблем в сферах стратиграфии, морфолитогенеза, геохимии, геофизики, тектонического моделирования, региональной и общей металлогении позволяют перейти на качественно новый уровень поиска и установления закономерностей развития и становления геологического пространства.

Развитие геологического пространства (структурные, вещественные и минерагенические парагенезы) обусловлено энергетикой и динамикой внутрикоровых и мантийных неоднородностей во взаимодействии с внешними факторами. Характер эндогенных и экзогенных сил определяет направленность развития биоты. Главными реперами при этом становятся планетарные перестройки физико-геологических систем.

Познание закономерностей эволюции и смены геологических процессов и биотических явлений наиболее эффективно лишь при комплексном изучении изменения геологических обстановок на критических рубежах развития планеты, поиск которых приобретает первостепенное значение.

Информация по скоррелированным геосторическим рубежам должна стать базой не толь-

ко для изучения разнообразных геологических аспектов, но и для решения актуальнейшей проблемы современности, связанной с нарастающей опасностью экологической катастрофы. Активно реализуемая международная программа «Глобальные изменения» обеспечивает мониторинг и оценку современного состояния гидросферы и атмосферы, почв, растительности, животного мира и последствий техногенеза. Однако громадные материальные средства, расходуемые на эти цели, могут быть полностью оправданы, а прогноз развития глобальных изменений и экологических обстановок станет более обоснован, если провести ретроспективные исследования глобальных изменений в истории Земли, создавших тот интегральный фон, на котором развиваются современные экологические процессы. Оценка современных экологических обстановок и прогноз их развития должны учитывать влияние геологической преемственности Земли во всех ее проявлениях.

Важность анализа критических рубежей прикладной и фундаментальной геологии требует координации по всем направлениям исследований. В процессе работы конференция решила:

1. Одобрить инициативу организаторов конференции, способствующую усилению внимания к проблеме глобальных изменений в геологической истории; изучению Земли как единой системы на основе анализа взаимодействия всех ее составляющих на разных этапах развития; прогнозу состояния этой системы на ближайшие десятилетия и века, исходя из главных тенденций развития природных и техногенных процессов.

2. В целях дальнейшего развития исследований по проблеме и улучшения их координации Мингео СССР, Координационному совету по приоритетному направлению «Глобальные изменения в геологической истории» следует:

1. Разработать на основе предложений участников совещания программу научно-исследовательских работ, увязав ее с исследованиями, осуществляемыми в рамках программ «Глубинное строение Земли», «Комплексное геологическое изучение территории СССР», «Автоматизированная система сбора, обработки и использования геологической информации», «Геоэкология» и др., а также ее координацию с Государственной научно-технической программой «Глобальные изменения среды и климата» и с международной геосферно-биосферной программой «Глобальные изменения».

2. Предусмотреть в рамках программы развитие исследований по следующим направлениям:

создание современных литолого-стратиграфических реконструкций и схем для основных осадочных бассейнов на базе изучения био-, магнито-, сейсмо- и экостратиграфических, климатологических, геохимических, радиоэкологических специализаций;

обоснование структурных и вещественных характеристик крупнейших геодинамических перестроек Земли с целью выявления экстремальных палеогеологических обстановок;

разработка геологических, геофизических, геохимических и других критериев выявления глобальных катастрофических событий, включая воздействие внешних факторов;

разработка моделей цикличности историко-геологических процессов и периодичности глобальных критических эпох;

выявление закономерностей глобальных изменений геологической среды под воздействием природных и техногенных факторов, прогноз их проявлений;

создание автоматизированной информационной системы «Глобальные изменения в геологической истории».

3. Проанализировать состояние, разработать и представить в Мингео СССР предложения по совершенствованию организационно-экономического обеспечения реализации исследований, осуществляемых в рамках направления «Глобальные изменения».

III. Обсуждение результатов исследований по направлению «Глобальные изменения» целесообразно проводить ежегодно с участием специалистов Мингео СССР, АН СССР, Гособразования СССР.

IV. Предложить участникам совещания, организациям и предприятиям, выполняющим исследования в рамках рассматриваемой проблемы, представить в Координационный совет

(ВСЕГЕИ) имеющиеся рекламно-информационные материалы для подготовки и проведения в первом квартале 1992 г. тематической выставки «Глобальные изменения в геологической истории Земли». Просить Отдел научно-технического прогресса Мингео СССР и павильон «Геология» ВДНХ СССР включить в план 1992 г. проведение тематической выставки и всесоюзной конференции на ее базе.

V. Организационному комитету подготовить информационное сообщение о состоявшейся конференции в журнал «Советская геология», решить вопрос о публикации материалов в виде отдельного сборника.

VI. В целях более широкого ознакомления научной общественности с результатами исследований просить редакции отраслевых периодических изданий «Советская геология», «Геология нефти и газа», «Разведка и охрана недр» расширить число публикаций по рассматриваемому направлению.

VII. Решение разослать во все заинтересованные организации.

УДК 551.46 : 553.2

© А. Л. Котляр, Ю. В. Миронов,
А. И. Романчук, 1991

Совещание „Металлогения современных и древних океанов“

А. Л. КОТЛЯР, Ю. В. МИРОНОВ, А. И. РОМАНЧУК (ЦИНГРИ)

25—27 марта 1991 г. в Москве состоялось организованное Мингео СССР и ЦИНГРИ совещание по проблеме «Металлогения современных и древних океанов», в работе которого приняли участие более 100 специалистов из организаций Мингео СССР, Гособразования СССР и Академии Наук СССР. В задачу совещания входило привлечение внимания исследователей к новому направлению в металлогении — сравнительному изучению металлоносности современных и древних океанов в целях совершенствования моделей рудогенеза, методов поисков и геолого-технологической и экономической оценок минеральных ресурсов океана.

Пленарное заседание было посвящено основным тенденциям в изучении геологии и металлоносности океанов и их древних аналогов, а также методологии сравнительных металлогенических исследований. Кроме того, работали секции «Геология и металлогения океанических и палеоокеанических областей и переходных зон» и «Технологические, экономические и экологические аспекты освоения рудных полезных ископаемых океана на современном этапе». Всего было заслушано около 40 докладов.

Открыл совещание И. Ф. Мигачев (ЦИНГРИ), отметив вклад ЦИНГРИ в развитие этой тематики.

А. И. Кривцов (Мингео СССР) дал общий обзор процессов субмаринного рудообразования в различных обстановках, выделив проблему выявления продуктов субмаринного рудонакопления в седиментогенных обстановках. Особое внимание было уделено природе рудных скоплений «запрещенного» элементного состава и возможности обнаружения принципиально новых типов месторождений. О современных проявлениях гидротермального рудообразования доложил А. П. Лисицын (ИО АН СССР) на основании последних открытий в окраинных морях. В. В. Гордеев (ИО АН СССР) дал по-

дробную характеристику современных гидротерм в океанах, а Е. Г. Гурвич (ИО АН СССР) подчеркнул влияние плюмажей гидротермальных растворов на формирование металлоносных осадков.

В докладе А. И. Айнемера, Т. В. Степановой, С. Г. Краснова, Л. И. Бочек, Н. М. Заири и Г. А. Черкашева (ВНИИОкеангеология, ЦИНГРИ) рассмотрены вопросы геохимической специализации океанических руд в зависимости от состава вмещающих пород и степени зрелости рудных построек. Полученные ими выводы хорошо согласуются с результатами численного моделирования взаимодействия морской воды с базальтами в реиклинговых системах, изложенными Д. В. Гричуком (МГУ). Ю. А. Богданов (ИО АН СССР) привел убедительные данные о том, что в океанических рифтах фазы интенсивной гидротермальной активности и максимальной вулканической активности сменяются во времени. На тему формирования фосфоритов в Мировом океане выступил Г. Н. Батулин (ИО АН СССР). Металлогении кайнозойских островных дуг и вулканоплутонических поясов было уделено внимание в докладах Ю. М. Щепотьева, С. С. Вартаняна и В. Ю. Орешина (ЦИНГРИ). В сообщениях И. Н. Голынка (ВСЕГЕИ), а также А. А. Прусевича, В. А. Кутолина, С. В. Есина (ИГиГ СО АН СССР) освещены вопросы магматизма, геодинамики и рудоносности кайнозойских структур Сихотэ-Алиня и связанных с ними ванадиевых титановых россыпей.

Значительное число докладов было посвящено проблемам сопоставления современного и древнего рудообразования, прежде всего колчеданного. Задачи, методология и перспективы этого направления изложены в докладе Е. Г. Мирлина, Е. А. Ельяновой, А. Г. Злотника-Хоткевича и Е. П. Ширая (ЦИНГРИ). Т. Н. Шадлун (ИГЕМ АН СССР) провела

сравнительный анализ состава и текстурно-структурных особенностей современных и древних сульфидных руд. Влияние метаморфизма на колчеданные руды, которое необходимо учитывать при сопоставлении современных и древних объектов, проанализировано Т. Я. Гончаровой и И. В. Викентьевым (МГУ). Э. Н. Баранов (ГЕОХИ АН СССР) на основании изучения ореолов привноса и выноса на древних месторождениях привел убедительные доказательства существования конвективных гидротермальных систем при их формировании.

Вопросам палеовулканизма в связи с прогнозом колчеданного оруднения был посвящен доклад В. В. Авдонина и Т. Я. Гончаровой (МГУ). Ю. В. Миронов, Е. А. Ельянова и Ю. Г. Зорина (ЦНИГРИ) разработали новую систему обработки данных петрохимического состава вулканитов, позволяющих определять тип геодинамической обстановки колчеданобразования. Выделение этими авторами двух разновидностей месторождений уральского типа согласуется с выводом о различной металлогенической специализации бонинитовых и толентовых островодужных серий, прозвучавшим в докладе С. Я. Кузнецовой и Г. С. Закариадзе (ГЕОХИ АН СССР). В. Е. Поповым, В. А. Марковым, С. И. Андреевым (ВСЕГЕИ, ВНИИокеангеология) и коллективом сотрудников ЦНИГРИ (С. Т. Агеева, Е. А. Ельянова, А. Г. Злотник-Хоткевич, Ю. Г. Зорина, А. Г. Кузнецов, Е. Г. Мирлин, Ю. В. Миронов, Е. П. Ширай) предложены схемы сравнительной типизации современных и древних колчеданных месторождений. Д. И. Горжевский (ЦНИГРИ) остановился на прогнозе формационных типов рудных месторождений в океанах, основанном на закономерностях размещения и особенностях строения древних месторождений. З. К. Байбулатова и Е. Н. Востоков (ЦНИГРИ) указали на важность выделения и типизации тектонических узлов для прогноза полезных ископаемых.

Большая серия докладов была посвящена палеореконструкциям в древних рудных районах. Г. В. Ручкин (ЦНИГРИ) сообщил об условиях формирования месторождений цветных и благородных металлов в докембрийских океанических областях. И. Ф. Мингачев (ЦНИГРИ) на основе обстоятельного формационного и палеотектонического анализа предложил типизацию рудоносных вулкано-плутонических поясов. Вопросы палеогеодинамики подвижных систем уральского типа и некоторые теоретические аспекты геодинамики были рассмотрены А. Н. Барышевым (ЦНИГРИ). М. М. Константинов (ЦНИГРИ) рассказал о закономерностях размещения золоторудных месторождений Охотско-Чукотского пояса. Обстановка локализации руд на Рудном Алтае были посвящены доклады В. В. Авдонина, А. Л. Дергачева

(МГУ), Д. Т. Федорова (ИГЕМ) и А. Г. Кузнецова (ЦНИГРИ).

В ряде докладов были отражены технологические, экономические и экологические аспекты освоения рудных полезных ископаемых современных океанов. В докладах, представленных А. И. Романчуком, Н. Г. Клименко (ЦНИГРИ), Н. И. Карягиной, Г. М. Денисовой, Т. Н. Винецкой, Ю. И. Мельником (ИМЕТ АН СССР), изложены результаты работ по обогащению и металлургической переработке железомарганцевых конкреций, кобальтоносных железомарганцевых корок и глубоководных полиметаллических сульфидов, позволяющие осуществить комплексное использование глубоководного сырья. Проблемам использования ЖМК в качестве сорбентов для очистки сбросных растворов промышленных предприятий от тяжелых цветных металлов посвящен доклад Н. Ф. Челищева, Н. К. Грибановой, Г. В. Новикова (ИМГРЭ). Ю. В. Бубис, Л. Н. Молочников (МГИ) доложили о достоинствах и недостатках предлагаемых методов добычи нетрадиционных полезных ископаемых океана.

В совместном докладе Е. Н. Востокова (ЦНИГРИ), Э. Х. Векилова, М. Ф. Филиппчука, А. С. Хомичука (НПО «Южморгеология») были затронуты проблемы изучения и охраны морской среды при проведении геологоразведочных работ и добычи полезных ископаемых в Мировом океане, в докладе А. В. Курова (ЦНИГРИ) — экономические аспекты освоения подводных месторождений.

Заслушанные доклады и их обсуждение подтвердили важнейшую роль гидротермальных и гидротермально-осадочных процессов в формировании руд Мирового океана. Итоги совещания убедительно свидетельствуют о том, что изучение этих вопросов, сравнительные исследования современных руд и их древних аналогов на континентах составляют в совокупности крупную проблему современной геологии, имеющую как фундаментальный, так и прикладной аспекты. Фундаментальный аспект заключается в развитии теории рудообразования, изучении обмена вещества между литосферой и гидросферой, а также в оценке теплового баланса планеты, прикладной — в разработке новых критериев поисков месторождений, совершенствовании методов поисковых работ и выявлении минеральных ресурсов океанов.

Совещание отметило целесообразность разработки научной программы «Металлогения современных и древних океанов». Для ее подготовки и координации дальнейших исследований предложено образовать рабочую группу из представителей заинтересованных научно-исследовательских организаций Мингео СССР и Академии Наук СССР. Решено также проводить совещания по данной проблеме регулярно один раз в два года. Рекомендовано издать основные материалы совещания.



4 апреля 1991 г. исполнилось 80 лет члену редакционной коллегии журнала «Советская геология», одному из ведущих геологов-тектонистов Советского Союза, лауреату Ленинской премии, члену-корреспонденту АН СССР Льву Исааковичу Красному. Его труды в области региональной геологии и минерагении Востока СССР, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, разработка многих кардинальных проблем региональной и теоретической тектоники списали ему заслуженную известность в стране и за рубежом.

Жизненный и научный путь Л. И. Красного связан с Ленинградом и Дальним Востоком, изучению которого он и сейчас отдает свой колоссальный опыт и энергию. Лев Исаакович родился в семье учителя в Петербурге. Здесь он студент Горного института, затем аспирант ВСЕГЕИ, а во время Великой Отечественной войны — защитник осажденного Ленинграда — командир батареи, начальник штаба артдивизиона на легендарной Красной Горке.

После окончания института в 1935 г. Л. И. Красный работает начальником партии Дальневосточного геологического управления в труднодоступных и тогда малоизученных районах Нижнего Приамурья. Уже в то время проявились так присущие ему необыкновенная работоспособность и умение направить исследования на решение насущных практических задач. Вернувшись в 1946 г. во ВСЕГЕИ, он успешно защищает кандидатскую диссертацию и продолжает исследования в Западном Приохотье, Нижнем Приамурье и на Шантарских островах. Глубокий анализ вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма и размещения полезных ископаемых этих регионов позволил составить новые геологические карты, прошедшие проверку временем, и обосновать направление поисковых работ. Результаты этих исследований легли в основу докторской диссертации (1957) и монографии по геологии и полезным ископаемым Западного Приохотья (1960). Круг его научных интересов расширяется и включает проблему тектонического районирования Дальнего Востока и затем всего Востока СССР.

В 1956—1971 гг. Лев Исаакович возглавляет во ВСЕГЕИ отдел геологии и полезных ископаемых Востока СССР. Именно здесь он проявляет себя как крупный научный лидер — признанный знаток этого обширного региона и талантливый организатор, объединивший усилия

научных и производственных коллективов. Под его руководством реализуются крупные научно-исследовательские и научно-производственные разработки, создаются геологическая и тектоническая карты масштаба 1:150 000 Хабаровского края и Амурской области, геологическая, структурно-формационная и минерагенические карты масштаба 1:1 500 000 северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в пределах СССР), монографии «Геологическое строение западной части Тихоокеанского подвижного пояса», «Геология Северо-Восточной Азии» и др. Результатом научных разработок по прогнозированию полезных ископаемых явились крупные открытия, за участие в которых Л. И. Красному в 1964 г. присуждена Ленинская премия.

В 1971 г. Л. И. Красный избирается членом-корреспондентом АН СССР по Дальневосточному научному центру и возглавляет отдел региональной геологии ДВМСа в Хабаровске. Здесь он продолжает исследования геологии и минерагении Востока СССР и Тихоокеанского подвижного пояса и проблем тектонической систематики и терминологии. Придавая большое значение геологической картографии и роли в ней надежной стратиграфической базы, Л. И. Красный выступает инициатором организации в Хабаровске Дальневосточной региональной межведомственной комиссии (РМСК) и Дальневосточного филиала НРС ВСЕГЕИ. Немаловажную роль в повышении качества геологическом работ сыграли Дальневосточные стратиграфические совещания (1956, 1965, 1978 и 1990 гг.), неизменным председателем оргкомитетов которых являлся Лев Исаакович.

В 1975 г. Л. И. Красный назначается председателем Совета по координации научно-исследовательских и тематических геологических и геофизических работ в зоне БАМ и возглавляет сектор БАМ ВСЕГЕИ. Под его научным руководством составляется серия карт различного геологического содержания. В 70-х годах он руководит также исследованиями океанографов, геофизиков и геологов АН СССР и Мингео СССР с целью обобщения материалов по Тихому океану и Тихоокеанскому подвижному поясу. Одновременно им продолжают теоретические разработки, касающиеся блокового строения литосферы Земли и минерагенического значения геоблоковых разделов. Эта концепция была с интересом воспринята специалистами, а различные ее аспекты применяются в региональных тектонических и метало-генических построениях.

В последнее десятилетие под редакцией и при соавторстве Л. И. Красного опубликованы восьмой («Восток СССР», 1984) и десятый («Геологическое строение СССР», кн. 1, 1988) тома монографии «Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР», «Геология зоны БАМ», «Глобальная система геоблоков» (1984), а также интереснейший научно-исторический обзор «Тектоника на рубеже XIX—XX и XX—XXI веков» (1990) и ряд статей, посвященных тектонике и минерагении СССР и Тихоокеанского суперрегиона. По инициативе и под руководством Л. И. Красного в 1990 г. начаты совместные советско-китайские работы по составлению геологической карты пограничных территорий мас-

штаба 1:2 500 000. Ему принадлежит реализующаяся сейчас идея создания Межведомственного комитета по геологической картографии.

Лев Исаакович принимает участие в работе научных советов, коллегий и комиссий Министерства геологии СССР и АН СССР. Ратные подвиги и трудовая деятельность Л. И. Красного отмечены многими правительственными наградами. Являясь деятельным участником многих международных форумов, он активно пропагандирует достижения советской геологической науки за рубежом.

Лев Исаакович полон творческих сил и научных идей. Новаторство, инициатива, неуемная энергия и энциклопедические знания — ка-

чества, списавшие ему всеобщее уважение и авторитет научного лидера. Он по праву считается создателем дальневосточной школы геологов. Среди его учеников — многие известные ученые, производственники, первооткрыватели месторождений, руководители производства и науки. Крупный ученый и обаятельный человек, он всегда в кругу учеников и верных товарищей.

Поздравляя Льва Исааковича Красного со славным юбилеем, мы желаем ему доброго здоровья, долгих плодотворных лет жизни и больших творческих свершений на благо нашей Родины.

Редколлегия

НОВАЯ ТВОРЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ!

В конце февраля Учредительной конференцией утверждена Всесоюзная ассоциация геологов-нефтегазовиков (ВАГН).

Основная цель ассоциации — творческое общение и обмен опытом специалистов, непосредственно или косвенно связанных с прогнозированием, поисками, разведкой и добычей нефти и газа, охраной окружающей среды при этих работах.

Деятельность ассоциации предполагается организовать аналогично деятельности Американской, Европейской и других ассоциаций, с которыми уже установлены контакты.

Намечается создание региональных отделений и секций по тектонике нефтегазоносных регионов, органической геохимии, петрофизике и др. Ассоциация предполагает организовать публикацию различных материалов.

Кроме того, Уставом предусмотрено:

оказание на основе хозрасчета научно-методической помощи производственным, научно-производственным, научным и учебным организациям по их просьбе при разработке, проверке, унификации анализов и исследований, поисках, разведке и разработке месторождений нафтидов, охране окружающей среды, проведении независимых экспертиз проектов, отчетов, результатов деятельности. Указанные работы проводятся специально создаваемыми временными или постоянными творческими коллективами, группами, советами по согласованию с заказчиками — заинтересованными организациями, фирмами;

содействие в повышении квалификации геологов-нефтегазовиков и научно-технического уровня работ и исследований путем проведения по просьбе и за счет организаций и фирм семинаров, симпозиумов, различных конкурсов, индивидуального обучения, составления различных методических пособий, руководств и других материалов;

содействие и помощь членам ассоциации по их просьбе в рекламировании и внедрении созданных ими новых эффективных методов поисков, разведки и разработки месторождений нафтидов и охране окружающей среды;

оказание членам ассоциации по их просьбе правовой помощи в деле защиты их интеллектуальной собственности.

Членом ассоциации может быть любой гражданин, организация и фирма. Предусматривается участие иностранных членов ассоциации. Уже более 70 членов Американской ассоциации нефтегазовых геологов пожелали вступить в ВАГН.

Можно не сомневаться, что намечаемое в рамках ассоциации творческое общение будет содействовать повышению эффективности работы геологов-нефтегазовиков и их творческому росту, а также дальнейшему развитию нефтегазовой геологии. Подтверждением этого служит 75-летний весьма успешный опыт деятельности Американской ассоциации нефтегазовых геологов.

Желающие вступить в члены Всесоюзной ассоциации геологов-нефтегазовиков могут направлять заявления по адресу: 105118, Москва, шоссе Энтузиастов, 36, ВАГН. Телефоны: 273-24-94, 273-24-96.

Contents

- Krivtsov A. I., Mezhelovskiy N. V.*
Global changes in geological history of
the Earth being a first priority trend of
research work 3

ENERGY RESOURCES

- Guliev I. S., Suleimanova S. F., Klyats-
ko N. V.*
Prediction of reservoir properties in rocks
of the South Caspian Depression sedi-
mentary cover 7
- Khrustaleva G. K.*
Low metamorphosed coals in the Lena
Basin as raw materials for the produc-
tion of synthetic liquid fuels 16
- Borovikov V. N.*
Modelling of geochemical fields in con-
nection with oil and gas content . . . 22

METALS AND NON-METALS

- Gubanov S. K., Lepin V. S., Ivanov A. I.*
Age of tin-ore mineralizations in the Ba-
ikalo-Patomskoe Highland 28
- Lyubalin V. D.*
Experience of the reconstruction of pa-
leodynamic conditions of kimberlite for-
mation 34
- Malyutin Yu. A.*
Genetic ore types of the Peschanskoe
scarn-magnetite deposit in the Urals 42

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Erinchev Yu. M., Milshtein E. D., Mik-
hailov M. V., Belyaev G. A., Yakob-
son K. E., Kozlova N. A.*
Riphean aulacogens in the north of the
Russian Platform 49

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Vinogradov B. I., Grigor'ev V. S., Kas-
trykina V. M.*
Age of metamorphic rocks of the Kam-
chatka basement 57
- Ostroumova A. S., Tsenter I. Ya., Aude-
ev L. G., Bugrova E. M.*
Late Cretaceous volcanic series lying in
the Gochasskiy trough, the Minor Cauca-
sus 65

GEOECOLOGY

- Peresunko A. D.*
A conception of geoecological work
within the system of the Ministry of geo-
logy of the USSR 72

DISCUSSIONS

- Shcheglov A. D.*
Disturbing meditations of "The state and
ways of development of theoretical me-
tallogeny" 78
- Sadovskiy A. I.*
Rhythmical tectonics and metallogeny 84

NEWS IN BRIEF, INFORMATION

- Milenko N. V.*
The All-Union conference "Global chan-
ges in geological history of the Earth" 91
- Kotlyar A. L., Mironov Yu. V., Roman-
chuk A. I.*
Conference "Metallogeny of Recent and
old oceans" 93
- The 80-th anniversary of Lev Isaakovich
Krasny 95