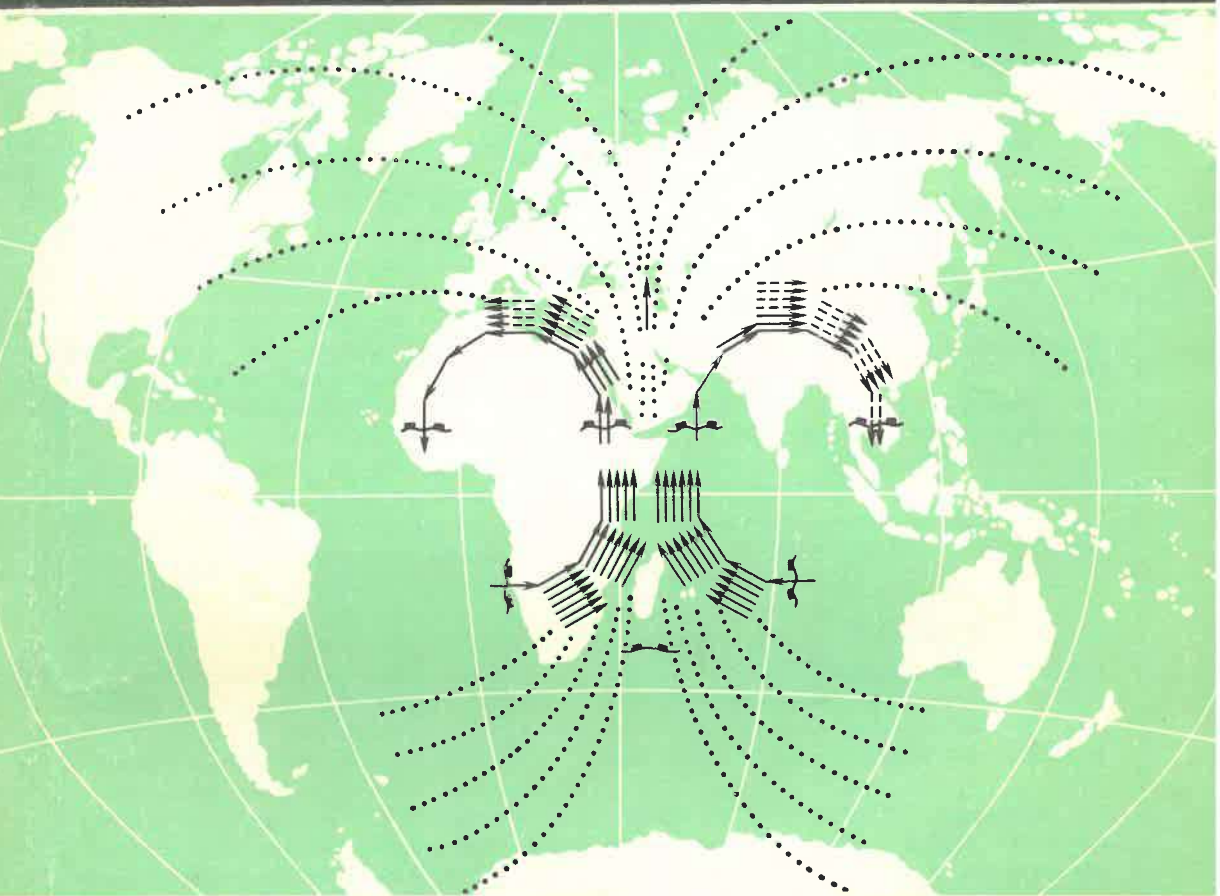


ISSN 0038-5069

Советская геология



9/1991

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

ГЕНЕРАЦИЯ И АККУМУЛЯЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ
В ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

ГРАДИЕНТНО-ВЕКТОРНЫЕ МОДЕЛИ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ РЯДЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ



ЭКСПРЕСС-ИНФОРМАЦИЯ

КОММЕРЧЕСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
БАНК

ГЛАВНАЯ ЦЕЛЬ —
БЛАГОПОЛУЧИЕ КЛИЕНТА
ПРИНЦИПЫ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ:

ПОРЯДОЧНОСТЬ И НАДЕЖНОСТЬ

КОМПЕТЕНТНОСТЬ И ОТВЕТСТВЕННОСТЬ

ОПЕРАТИВНОСТЬ И ДОБРОЖЕЛАТЕЛЬНОСТЬ

Коммерческий геологический банк создан собранием учредителей 9 июня 1989 г.

Устав ГЕОЛБАНКА зарегистрирован в Госбанке СССР 6 июля 1989 г, регистрационный номер 129, корреспондентский номер счета ГЕОЛБАНКА 161011, открыт в Центральном ОПЕРУ при Госбанке СССР, МФО 299101 г. Москвы.

Уставный фонд ГЕОЛБАНКА составляет 25 млн руб. и позволяет вовлечь в оборот банка 500 млн руб. кредитных ресурсов. За короткое время ГЕОЛБАНК предоставил кредитные ресурсы для производственного и социального развития организаций более 250 млн руб.

Пайщиком ГЕОЛБАНКА на добровольных началах могут стать любые предприятия и организации, министерства и ведомства, банки, кооперативы и общественные организации СССР, а также зарубежные компании, фирмы и банки, вложившие денежные средства в паевые взносы ГЕОЛБАНКА.

Право одного голоса в ГЕОЛБАНКЕ предоставляет паевой взнос размером 25 тыс. руб.

Пайщик, вложивший в ГЕОЛБАНК не менее 1 млн руб., автоматически становится Учредителем.

ГЕОЛБАНК гарантирует пайщикам на размещенный капитал не менее 15 % годовых и обеспечивает их приоритетное кредитное и консультационно-справочное обслуживание.

ГЕОЛБАНК на условиях делового сотрудничества предоставляет краткосрочные и долгосрочные кредиты на производственное и социальное развитие заинтересованным предприятиям и организациям.

ГЕОЛБАНК на добровольных началах готов принять на кредитно-расчетное и кассовое обслуживание любых клиентов и гарантирует им успех.

ГЕОЛБАНК на договорных условиях привлекает временно свободные средства предприятий и населения на депозитные счета с выплатой до 15 % годовых.

ГЕОЛБАНК выполняет факторинговые операции и осуществляет аудиторскую и другие виды деятельности.

Подробную информацию можно получить по телефонам:

254-85-56, 254-60-11, 254-85-74.

Установив деловые контакты с Геолбанком, Вы убедитесь: Геолбанк — надежный партнер в решении многообразных финансовых проблем!

Адрес Геолбанка:

123812, ГСП,

г. Москва,

ул. Большая Грузинская, д. 4/6

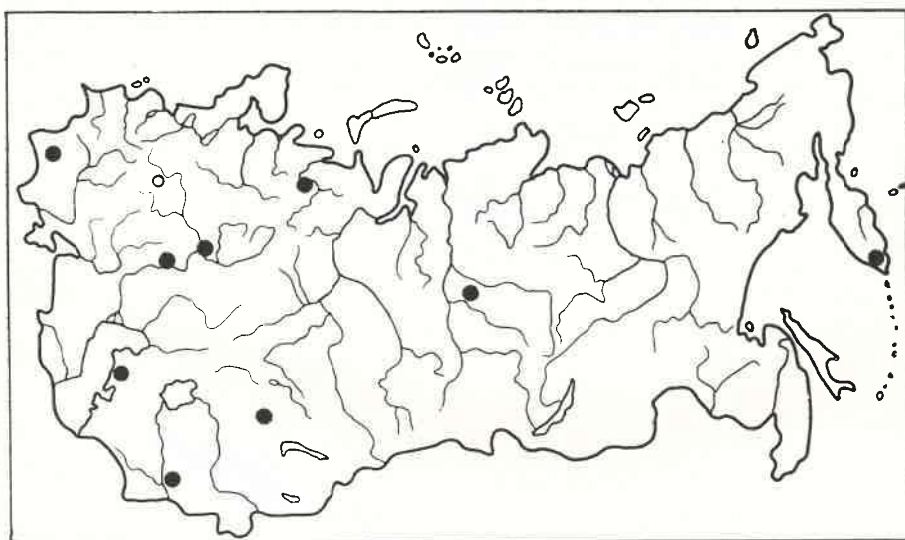
Советская геология

Ежемесячный научный журнал

Министерства геологии СССР
Всесоюзного научно-технического
геологического общества

9/1991

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. Глумов, 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»

Содержание

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ
Вартанян Г. С., Бредехоефт Дж. Д., Роуэллоффс Э.

Гидрогеологические методы исследований тектонических напряжений 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Ботнева Т. А., Шулова Н. С.
Генерация и аккумуляция углеводородов в Тимано-Печорской провинции 13

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ
Кризцов А. И.

Градиентно-векторные модели медно-порфириновых месторождений 19

Валитов Н. Б., Шишкова Т. А., Докучаев С. А.

Динамическая модель экзогенного серообразования 29

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Титов В. И.

О планетарных глубинных разломах Земли 38

Дикас А. Б.

Срединно-континентальная рифтовая система центральной части США — модель докембрийской структуры растяжения 42

Попков В. И.

Аллохтонные структуры Восточного Мангышлака 57

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Макаров А. С., Скрипин А. И.

Особенности возникновения различных петрохимических типов базитов 61

Горобец Б. С.

Импульсная люминесцентная спектроскопия минералов и руд 66

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Асаулова Н. П., Блукке П. П., Остапенко С. В., Отман Н. С., Первеев С. Л., Писарева М. В.

Мутновское месторождение парогидротерм на Камчатке 73

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Шувалов Ю. М., Кочкин Г. Б.

О выделении двух таксономических рядов металлогенических терминов 81

Макрушин Р. Н., Киперман Ю. А.

Модель взаимосвязи фосфатогенеза с металлогенезом и региональными палеотектоническими факторами в фанерозое Федорчук В. П. 84

О геологических диссертациях 92

Данильянц С. А., Громов Л. В.

К 100-летию Сергея Владимировича Обручева

Художественный редактор А. А. Хромова
Технические редакторы С. Г. Веселкина, С. В. Павлова
Корректор Е. С. Глуховская

Сдано в набор 22.07.91. Подписано в печать 30.08.91.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,92. Уч.-изд. л. 10,55. Тираж 1955 экз.
Заказ № 860. 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

УДК 556.3.01/02 : 551.24(479+73)

© Г. С. Вартанян, Дж. Д. Бредехоефт,
Э. Роуэллоффс, 1991

Гидрогеологические методы исследований тектонических напряжений*

Г. С. ВАРТАНЯН (СССР, ВСЕГИНГЕО), Дж. Д. БРЕДЕХОЕФТ,
Э. РОУЭЛЛОФФС (США, Геологическая служба)

В СССР и США осуществляется широкий спектр научных программ, связанных с изучением возможностей использования гидрогеологических данных для быстрой регистрации тектонических напряжений. Сопоставление программ свидетельствует о существенных различиях в советском и американском подходах к решению проблемы. Задача данной совместной публикации — рассмотрение сущности названных программ и оценка возможностей их взаимного дополнения. Далее предлагаются исследования, которые приведут к разрешению сложнейшей проблемы прогноза землетрясений.

Геологическая служба США проводит эксперимент по прогнозу землетрясений в Паркфилде — маленьком городке, расположенном вблизи разлома Сан-Андреас в Центральной Калифорнии (рис. 1), в пределах переходной зоны, где вдоль разлома фиксируются участки с различными темпами относительных перемещений крыльев: от 3 см/год на севере до нулевых скоростей на юге.

В районе Паркфилда, начиная с 1857 г., были зарегистрированы пять землетрясений с магнитудами свыше 6 и повторяемостью примерно один раз в 22 года. Последнее такое землетрясение произошло в 1966 г. В соответствии с накопленным опытом ожидалось, что следующее землетрясение должно быть в 1988 или 1989 гг. Однако этого события, как известно, в районе Паркфилда не произошло.

Наблюдаемый ряд сейсмических событий послужил базисом для постановки прогностического эксперимента в Паркфилде, разработанного частич-

но для проверки гипотезы о возможности регистрации напряжений, предшествующих мощным землетрясениям, что потребовало оснащения эпицентральных областей чувствительными сенсорами напряжений.

Этот эксперимент уникален в США и, возможно, в мире, поскольку при проведении его наряду с созданием сейсмической сети в окрестностях Паркфилда, было развернуто большое число разнообразных тензочувствительных сетей. Насколько нам известно, нигде в пределах тектонически активных областей нет такой высокой плотности приборов для регистрации напряжений. Сети регистрации напряжений включают: двухцветный лазерный геодиметр, ряд крипметров, размещенных по обе стороны разлома Сан-Андреас; сеть из 5 скважинных дилатоме-

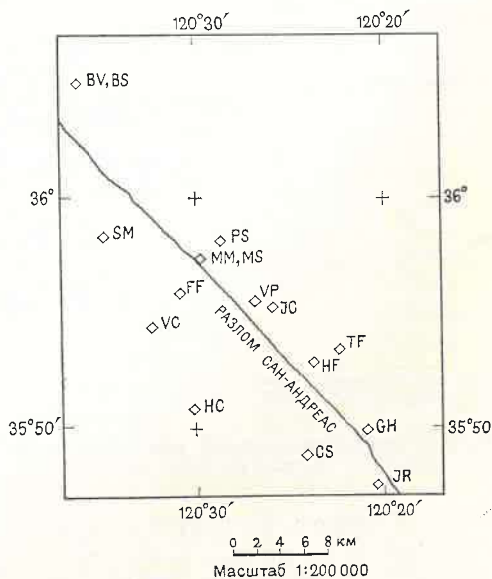


Рис. 1. Схема расположения наблюдательных скважин в районе Паркфилда, Центральная Калифорния

* Опыт работ в Паркфилде (США) и на Кавказе (СССР).

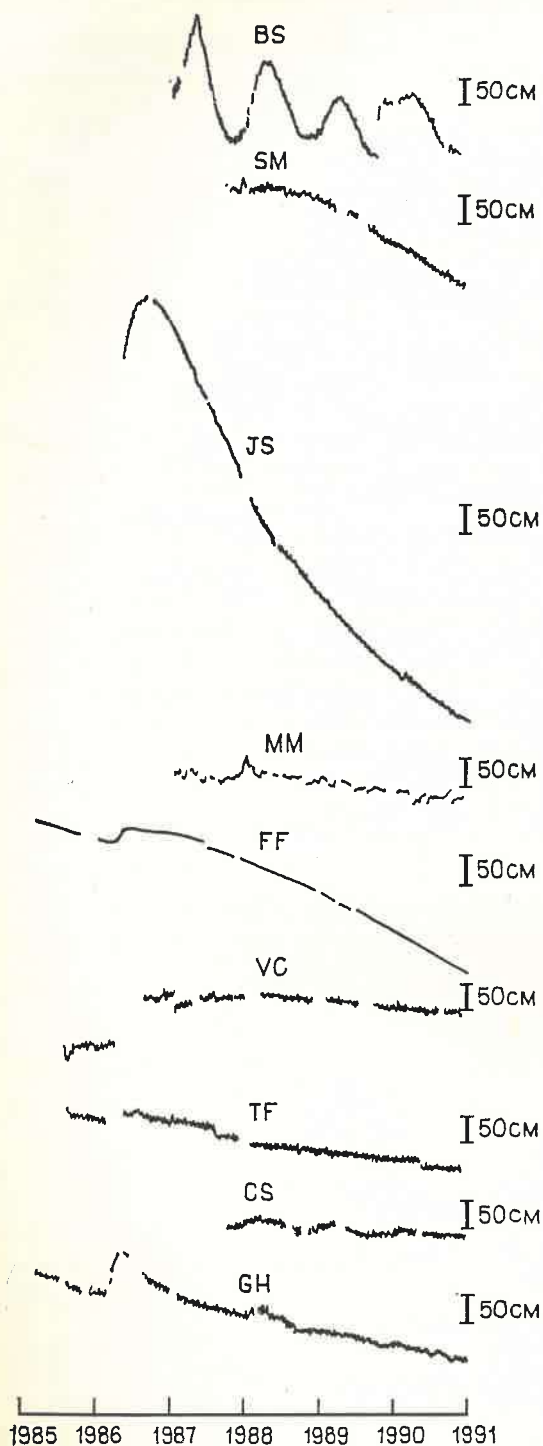


Рис. 2. Вариации уровней подземных вод в различных скважинах Паркфилда

тров (деформометров) и сеть из 12 скважин на воду, используемых специально как объемные деформометры.

Сеть гидрогеологических наблюдательных скважин Паркфилда на воду развивалась постепенно. В настоящее

время накоплен большой массив не прерывной информации по ряду скважин, начиная с 1985 г. На рис. 2 представлены графики режима подземных вод Паркфилда.

Геология района Паркфилда достаточно сложна. К востоку от разлома Сан-Андреас расположена синклиналь, погружающаяся на юг. Эта синклиналь выполнена позднетретичными и четвертичными отложениями: песчаные и глины переходят по латерали в сланцы Монтерея. Отложения включают отдельные тела серпентинитов, особенно к северо-востоку от Паркфилда. Разрушенная зона, связанная с разломом, фиксируется примерно на расстоянии 4 км к западу от современной активной части Сан-Андреаса. Здесь отмечаются крупные блоки экзотических кристаллических пород. Многие из них площадью в несколько квадратных километров.

Скважины на воду пробурены в различных водоносных зонах. Большинство скважин как к западу, так и к востоку от разлома Сан-Андреас вскрыли изолированные линзы песчаных, запечатанных в сланцах Монтерея. Обнаружение толщ с достаточной проницаемостью для последующего их мониторинга — сложная задача в рассматриваемом регионе. В частности, для создания сегодняшней наблюдательной сети понадобилось пробурить около 25—30 скважин. Все (за исключением одной) наблюдательные скважины имеют глубины от 88 до 300 м.

Одна скважина была ранее пробурена как нефтеразведочная и затем консервирована с целью мониторинга. Эта скважина расположена к северо-западу от городка Паркфилд, примерно в 1 км от разлома Сан-Андреас, к востоку от зоны, где ожидается возникновение нового сейсмогенного разрыва. Скважина глубиной около 1500 м имеет открытый ствол в нижних 60 м. Замеренный напор составляет 2700 м, что на 1200 м ($1,2 \cdot 10^7$ Па) превышает земную поверхность.

Давление замерено с помощью двух кварцевых колебательных датчиков давления. Датчики достаточно чувствительны и позволяют регистрировать приливные вариации на фоне избыточного давления в $1,2 \cdot 10^7$ Па. Этот тип датчиков дает выход сигналу, который накапливается за некоторый интервал измерения; чувствительность

используемых как высокочувствительные датчики объемной деформации.

Пространственно-временные изменения напряженно-деформированного состояния подземной гидросферы были названы гидрогеодеформационным (ГГД) полем Земли. Госкомизобретений СССР зарегистрировал это экспериментально установленное явление в качестве нового научного открытия и присвоил ему имя «Гидрогеологический эффект Вартапяна—Куликова».

ГГД-поле наблюдается тем контрастнее, чем глубже скважины наблюдательной сети; мелкие скважины подвержены воздействию приповерхностных факторов.

Начиная с 1985 г. Министерство геологии СССР при научном руководстве Г. С. Вартапяна выполняет работы по созданию специализированной сети гидрогеологических наблюдательных скважин с целью автоматизированной ускоренной регистрации объемных деформаций. Эта сеть охватывает значительную часть сейсмически активной территории Советского Союза — Кавказ, Украину, республики Средней Азии и Дальний Восток. Сеть включает более 100 наблюдательных скважин (рис. 4). Планы создания первой очереди такой специализированной сети предусматривают ввод в строй 400 скважин. Насколько известно автору, ни в США, ни в других западных странах подобной наблюдательной сети нет.

Глубины скважин, используемых в СССР для создания сети ГГД-мониторинга, колеблются от 0,2 до 3 км. Во многих случаях используются скважины, пробуренные при поисках нефти, термальных и минеральных вод, а также оказавшиеся нерезультативными. Один из важнейших критериев выбора скважин наблюдательной сети — требование, чтобы уровень воды в них реагировал на приливные эффекты. Этому критерию отвечают очень многие скважины, вскрывшие напорные водоносные горизонты [4, 5].

Результаты наблюдения на сети ГГД-мониторинга, получаемые с помощью автоматизированных комплексов производства ВСЕГИНГЕО, регистрируются в виде аналоговых сигналов на ленточных записывающих устройствах. Несмотря на то что получаемые таким образом данные вполне адекватны наблюдаемому процессу, уровень техно-

логичности их свидетельствует о необходимости дальнейшего совершенствования способов съема информации в большинстве западных стран. 10 лет используются системы с принципиальными цифровыми регистраторами и датчиками. Такие системы требуют значительно меньшей электрической энергии и позволяют осуществлять цифровую передачу и обработку большого массива данных. Регистрирующие комплексы, используемые в ГГД-мониторинге, требуют обязательного стабильного промышленного энергоснабжения.

Информация на сети ГГД-мониторинга собирается по регионам, имеются соответствующие наблюдательные отряды, ответственные за сохранность сети скважин, съем информации и ее первичную обработку. Данные, накопленные в различных регионах, передаются во Всесоюзный центр обработки ВСЕГИНГЕО. Здесь обрабатываются все данные и дается их интерпретация ГГД-поля региона мониторинга.

К сожалению, следует отметить, что такой поток информации поступает в центр в лучшем случае с разрывом в несколько дней, а преимущественно в неделю, десять дней и больше, определяется существующими возможностями связи (телефон, телеграф, телекс и др.).

Для реализации возможности прогноза землетрясений необходим существенный прорыв в технологии передачи информации о состоянии ГГД-поля, что потребовало бы усилий советских специализированных ведомств, для приобретения зарубежной техники и технологий.

Экспериментальные результаты. Отметим несколько важных позиций.

1. В районе Паркфилда результаты наблюдений в гидрогеологических наблюдательных скважинах сопоставляются с данными сенсоров напряжений. Эти результаты хорошо согласуются между собой.

2. Результаты по Паркфилду свидетельствуют о том, что скважины регистрируют некоторые тектонические напряжения, включая и предвестники землетрясения в Кеттлеме Хиллз, произошедшего в нескольких километрах от Паркфилда.

3. Наблюдательная сеть на Кавказе регистрирует изменения в ГГД-поле

о н
пенс
аци
ан
с и
атор
треб
ице
ств
ку б
три
в
язат
го э
мон
ам,
аблк
е за
инс
ку. Д
х ре
й це
сь о
тся
а мо
ить,
упае
ыво
венн
е,
возм
аф,
ти
м су
пере
Д-по
веге
л
ники
ты.
ий.
ульт
ких
став
нже
асую
сви
ины
екте
и пр
глем
коль
фил
Кавк
Д-по

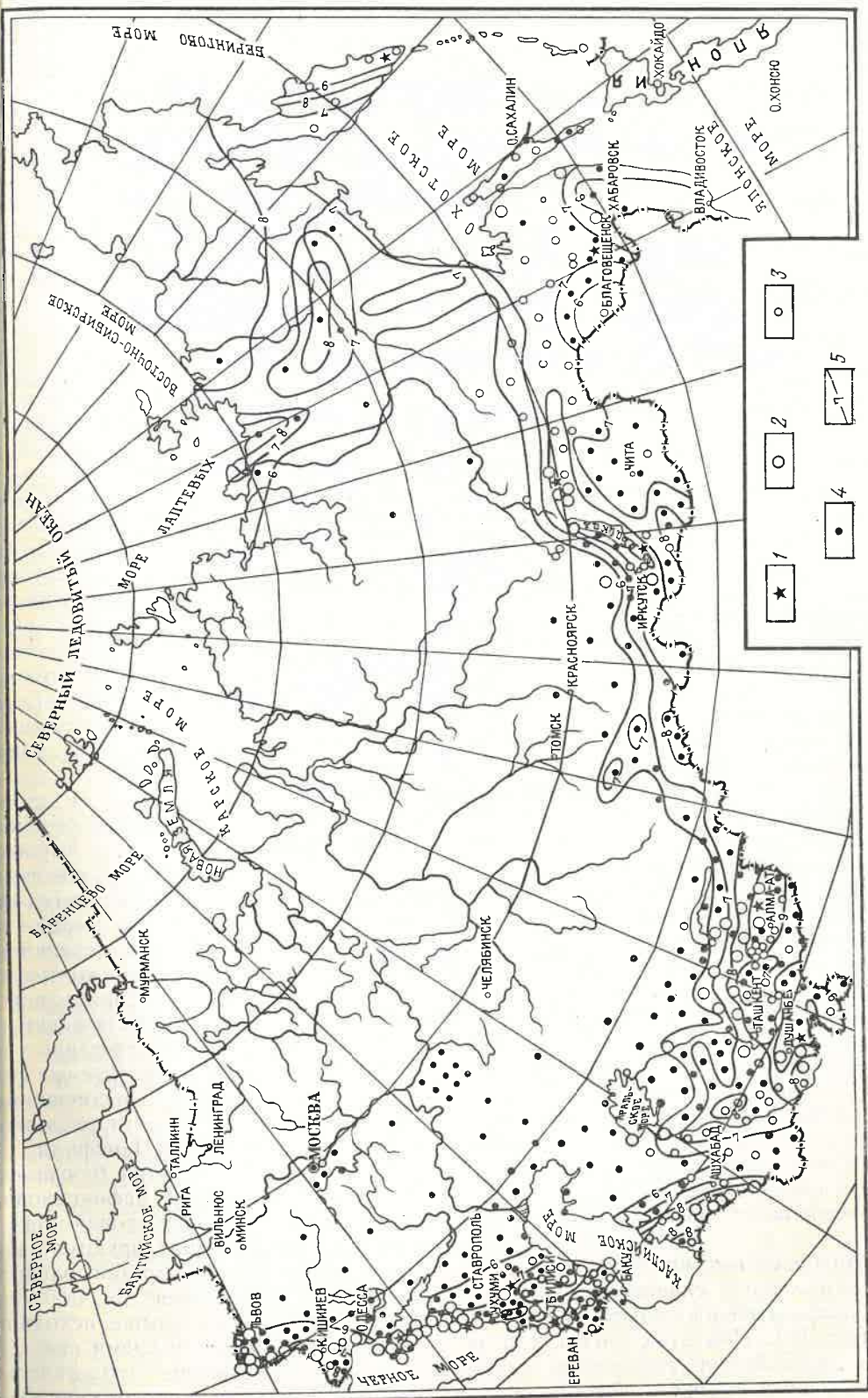


Рис. 4. Специализированная сеть для прогноза сильных землетрясений:

1 — полигоны, 2 — действующие скважины (на 01.01.90), проектируемые скважины, 3 — на 01.01.92, 4 — на 01.01.95, 5 — изосейсты

которые, как показывают результаты исследований, имеют синтетическую, включая тектоническую, природу. Это поле характеризуется широкой структурой регионального масштаба и развивается в течение нескольких месяцев.

Паркфилд. Эксперимент в Паркфилде позволил сравнить результаты наблюдений за уровнями воды в скважинах, работающих как измерители объемных деформаций, с данными, полученными другими способами и средствами регистрации напряженно-деформированного состояния горных пород. Сенсором, сравнимым по чувствительности с гидрогеологической скважиной, является дилатометр или измеритель объемных деформаций. Этот измеритель состоит из некоторой емкости, заполненной флюидом и вмонтированной в специальную скважину. Изменение объема упомянутой емкости приводит к выдавливанию (или втягиванию) жидкости в соединенную с емкостью капиллярную трубку, что и служит мерой деформаций, имевших место в заданный промежуток времени. Этот дилатометр, как и скважина, хорошо реагирует на земные приливы.

С помощью датчиков давления, используемых в Паркфилде, уровень воды измеряется с точностью 0,3 мм, что при типичной чувствительности скважины в 20 см/млн долей обеспечивает разрешающую способность измерения деформации в две миллиардные доли. Разрешающая способность скважинных деформографов на 1—2 порядка ниже данного значения, а шумовой эффект при деформации таков, что деформационные изменения, составляющие менее нескольких миллиардных долей, в периоды измерений более часа могут не фиксироваться. Следовательно, гидрогеологические скважины и дилатометры могут сравниваться между собой по их реакции на объемную деформацию, развивающуюся в периоды от нескольких часов до нескольких дней.

При более высоких частотах гидрогеологическая скважина начинает функционировать как высокочастотный фильтр [6]. При этих частотах реакция дилатометра становится лучше. Искривленный высокой частотой сигнал гидрогеологической скважины может быть улучшен путем пакеровки ствола ниже поверхности воды и замера изме-

нения давления флюида. В целом статная реакция скважины определяется гидравлическим сопротивлением, что зависит от проводимости водонесущего горизонта и объема флюида в стволе.

Как бы то ни было, на протяжении всего периода наблюдений, выполненных с целью изучения возможных предсказания землетрясений, гидрогеологические скважины и дилатометры показали сравнимую чувствительность.

При установке дилатометров ориентируются на жесткие горные породы. Как правило, предпочитают кристаллические массивы. С одной стороны, процесс цементации емкостей приводит к определенному тренду в массиве данных, получаемых с помощью дилатометра. С другой, гидрогеологические скважины для эффективной работы нуждаются во вскрытии достаточно проницаемых водоносных горизонтов так, чтобы скважина могла реагировать быстро на объемные деформации и обеспечивать получение своевременной информации. При этом следует определять определенным образом ориентироваться на необходимость получения четко выраженных приливных характеристик.

Близповерхностные гидрогеологические эффекты удается минимизировать путем бурения скважин на глубоких этажах. Одним из ярко выраженных преимуществ гидрогеологических скважин как измерителей деформаций перед другими способами измерений является их совершенный контакт с окружающими массами горных пород.

Наиболее частые тектонические события в Паркфилде — отчетливые глубокие подвижки, фиксируемые с помощью крипметров, размещенных вкостях активного разлома в различных точках окрестностей Паркфилда. Скважине Миддл Маунтин (обозначенной символом ММ) зафиксировано большое число скачков уровня подземных вод, которые коррелируются с землетрясениями, зафиксированными близрасположенными крипметрами. Скачки уровней могут быть как выше исходного, так и ниже него, в то время как крипметр отражает скопление геологических толщ к северу или к югу от скважины.

В 1985 г. в 35 км от Паркфилда произошло землетрясение Кеттлмен-Хилл с магнитудой М 5,5. В это время флу-

онировало четыре скважины: Голд-
длз (GH), Торкей-Флет (TF), Миддл-
унтин (MM) и Флиндж-Флет (FF).
наблюдениям Э. Роуэллоффс, все
четыре скважины среагировали паде-
ем уровня воды, совпавшим с мо-
ментом толчка, что по интенсивности
енивается объемным растяжением,
вным 10^{-7} (рис. 5).

Воспроизведение такого процесса
емной деформации, базирующееся
модели гомогенной упругой полу-
еры с учетом смещений в гипоцен-
ре, позволило считать, что деформа-
онные и равны 1—2-кратным значениям
итак расчетных.

Два дилатометра, действующие в это
емке время, показали тот же уровень
д в мбк. Существенной неожиданно-
омою оказалось то, что одна из сква-
геолин (Флиндж-Флет), находившаяся по
внойношению к гипоцентру на противопо-
и дождной стороне разлома Сан-Андреас,
ых гагировала так, как если бы этого
гдзлома не существовало.

Во время землетрясения в Лома-
е сриета 17 октября 1989 г. (M 7.1) из-
ом енения уровня воды, наблюдаемые в
ориескважинах Паркфилда, еще меньше
лучевпадали с оцененным деформацион-
х харм полем, сформировавшимся в ре-
льтате данного землетрясения и
оложи под воздействием вызванного
вировмлетрясением смещения паркфилд-
глубоой части разлома Сан-Андреас. Од-
аженко скважинные деформометры заре-
их систрировали сейсмически обусловлен-
ации деформационные изменения, кото-
ений де тоже расходились с рассчитанны-
такти полями деформаций.

В результате анализа данных об из-
ские енениях уровня воды в наблюдатель-
ивые их скважинах Парлфилда, полученные
с их до землетрясения в Кеттлмен-
ещеналле, было отмечено повышение
зличовня воды, начавшееся за пять дней
илда. землетрясения, что можно считать
ознао вероятным предвестником.

Данное открытие — обнадеживаю-
ий момент при краткосрочных про-
ся с козах землетрясений.

Кавказ. Кавказская наблюдательная
ть за ГГД-полем регистрирует его
гиональные изменения по всей тер-
тории Кавказа. В основе интерпре-
ции ГГД-данных лежит предпосыл-
о линейной зависимости между объ-
ной деформацией и изменениями
вления флюида (или гидравличе-

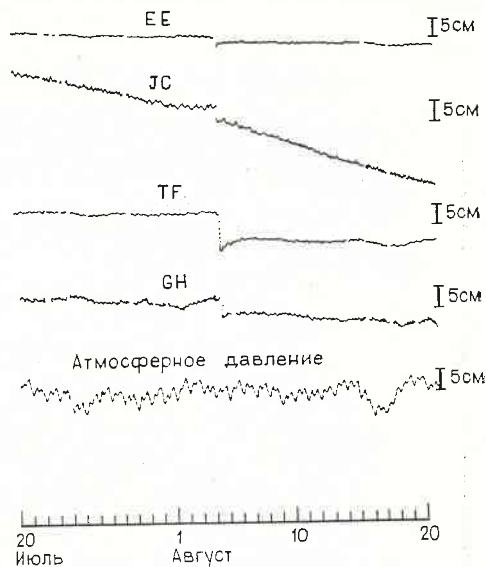


Рис. 5. Уровень подземных вод по скважинам
площади Паркфилда, 1985 г.:

исключено влияние приливных составляющих и
атмосферного давления

ским давлением), что соответствует
нашему знанию о скважинах, исполь-
зуемых в качестве тензометров [1, 2,
3, 5, 6]. Однако дополнительной гео-
физической информации (кроме самих
факторов землетрясений), которую
можно было бы сравнить с ГГД дан-
ными, нет. Единственно, что мы знаем
в настоящий момент, что имеющиеся
данные не дают никаких оснований
считать вышеназванную предпосылку
необоснованной. Лучшим подтвержде-
нием этого служит поведение ГГД-
поля до и после Спитакского земле-
трясения в Армении. Резкие изменения
поля наблюдались в период с августа
1988 по апрель 1989 гг. (рис. 6). С се-
редины августа в районе Спитака и
Гукасяна начала увеличиваться зона
объемного расширения. В дальнейшем
расширение Спитакской структуры
усилилось, достигнув к 1 декабря
1988 г. 400 км в длину и 150 км в ши-
рину. Таким образом, площадь ано-
мальной территории составила от 50
до 60 тыс. км², включая города Лени-
накан, Спитак, Гукасян, Кировакан,
Марнеули, Батуми, Ахалкалаки, Тби-
лиси и др. Структура достигла макси-
мального размера как раз перед на-
ступлением Спитакского землетрясе-
ния 7 декабря.

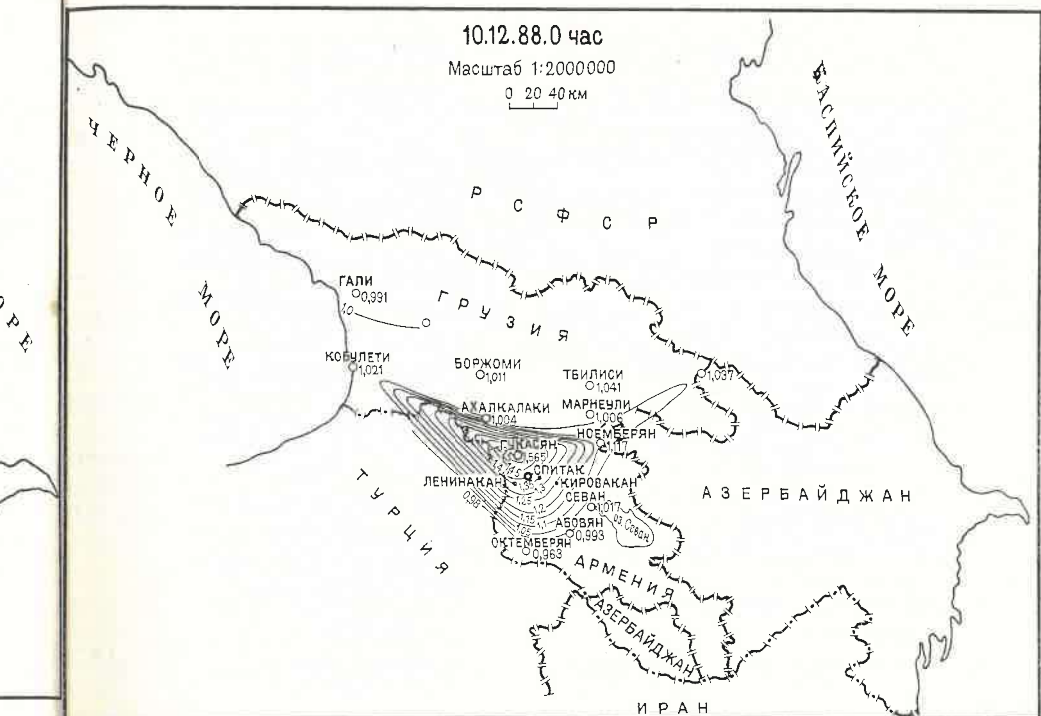
В результате землетрясения на по-
верхности земли образовался протя-
женный разрыв, совпавший с длинной



осью ГГД структуры. После землетрясения началось уменьшение структуры, которое продолжалось до 10 декабря, после чего она снова начала расти. Возобновление роста структуры растяжения означало, что напряжение в массиве горных пород, вызванное

Спитакским землетрясением, снято было.

Паркфилдский эксперимент и Казанская наблюдательная сеть представляют собой два конечных пункта в спектре исследований скважин в воду как датчиков объемной деформации.



6. ГГД-поле перед и после Спитакского землетрясения:

1 — скважина и показатель относительной де-

формации, 2 — растяжение, 3 — сжатие, 4 — изолинии деформации, 5 — эпицентр Спитакского землетрясения

Гидрогеологические скважины в Паркфилде — одна из нескольких наблюдательных сетей за деформационными изменениями. Их реакцию, наблюдаемую на ограниченном участке, можно непосредственно сравнивать с показаниями других приборов. Кавказская сеть, находящаяся на другом континенте, имеет большие региональные масштабы.

На основе наблюдений, проводимых в Кавказской сети, лежит разрабатываемое советскими геологами фундаментальное положение об изменении времени поля тектонических деформаций, охватывающем обычно большие территории, и о возможности измерения их изменений. Более того, можно анализировать различный характер изменяющегося ГГД-поля. Это и будет объективным предвестником сильных землетрясений.

Аналогичный региональный подход к изучению поля тектонических деформаций, переносимый затем на изучение локальных землетрясений, был использован В. И. Кейлисом-Борком и его коллегами при прогнозе землетрясений в

Лома-Приета. Для анализа были взяты данные за 5 лет по территории диаметром 500 км. В основе прогноза, выполняемого как по методу Г. С. Вартаняна (ГГД-поля), так и по методу В. И. Кейлиса-Борока, лежит одна и та же посылка о региональном характере развивающегося поля напряжений.

Таким образом, данные наблюдений за уровнем воды в Паркфилде продемонстрировали, что изменения уровня воды могут использоваться при контроле за деформациями и служить примером краткосрочных предвестниковых изменений. Однако, чтобы применять уровни воды как стандартный метод прогноза землетрясений, нужны более четкие примеры предвестников. Чем большие площади сейсмически активной территории будут охвачены наблюдательной сетью по обнаружению предвестников землетрясений, тем быстрее мы получим достаточно примеров, доказывающих существование таких предвестников. Паркфилдский эксперимент спроектирован с таким расчетом, чтобы наблюдательные скважи-

ны располагались в пределах нескольких километров от линии слежения за активным разломом и в пределах 10—15 км от предполагаемого эпицентра. Цель наблюдений — обнаружение предвестников землетрясений с магнитудой 6. Однако предвестник землетрясений в Кеттлмен-Хиллз, зафиксированный в 35 км от эпицентра, свидетельствует о том, что критерий размещения наблюдательных точек, используемый в Паркфилде, можно слегка смягчить, если получаемые данные хорошего качества и если используются методы по удалению приливного и барометрического эффектов.

Следовательно, наиболее плодотворное направление будущих исследований должно основываться на применении преимуществ американской и советской программ. Обширная наблюдательная сеть Советского Союза должна, вероятно, включать скважины, которые регистрировали бы краткосрочные предвестники землетрясений. Вместе с тем, по мнению американских авторов данной статьи, желательно, чтобы при этом проводилась обработка информации по удалению приливного и барометрического эффектов.

Для использования этих предвестников с целью краткосрочных прогнозов землетрясений советская наблюдательная сеть должна быть снабжена средствами передачи информации в центры сбора и обработки данных. Телеметрическое оснащение кавказской наблюдательной сети могло бы обеспечить быстрое экспериментальное опробование советского подхода. Такой совместный эксперимент, очевидно, послужил бы делу снижения опасности природных стихий в мировом масштабе.

Особое внимание следует уделить установлению независимой меры региональной тектонической деформации, которая могла бы быть сравнимой с ГГД-полем. Такая независимая мера деформации почти наверняка будет иметь некоторую форму геодезического измерения.

Американские ученые достигнутительно большего успеха, если смогут расширить наблюдательную сеть скважин за пределы Паркфилда. Эта сеть могла бы охватывать более обширную территорию сейсмически активных районов. Как свидетельствует советский метод ГГД-мониторинга, данные, получаемые по этим скважинам, могли бы эффективно анализироваться на региональной основе.

Сообществу геофизиков западных стран, в частности геофизикам СССР, следует рассмотреть вопрос создания сети наблюдательных скважин, сравнимой с советской наблюдательной сетью. Наиболее подходящим местом для установки такой сети является Центральная Калифорния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г. С., Куликов Г. В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. СССР. 1982. № 2. С. 310—314.
2. Вартанян Г. С., Боровский Л. В. Современные проблемы региональной гидрогеологии // Актуальные проблемы гидрогеологии. Докл. сов. геол. на XXVIII сессии Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1981 г.). М.: ВСЕГИНГЕО. С. 18—26.
3. Гидрогеодеформационное поле до и во время Спитакского землетрясения // Г. С. Вартанян, В. А. Гарифуллин, Т. А. Шалина и др. Сов. геология. 1990. № 1. С. 92—96.
4. Методические указания по организации проведения гидрогеологических наблюдений на специализированной региональной сети в целях прогноза сильных землетрясений. Г. С. Вартанян, Е. А. Попов, В. О. Виноградов и др. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1985.
5. J. D. Bredehoeft. Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides // Journal of Geophysical Research. 1967. Vol. 72. No. 15. P. 3075—3087.
6. P. A. Hsieh, J. D. Bredehoeft, J. M. Staczer. Determination of Aquifer Transmissivity from Earth Tide Analysis // Water Resources Research. 1987. Vol. 23. No. 10. P. 1832.
7. P. A. Hsieh, J. D. Bredehoeft and J. M. Staczer. Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides: Problems Revisited // Water Resources Research. 1988. Vol. 24. No. 3. P. 468—472.

Принята редколлегией 25.11.88

Генерация и аккумуляция углеводородов в Тимано-Печорской провинции

Т. А. БОТНЕВА, Н. С. ШУЛОВА (ВНИГНИ)

Прогноз нефтегазоносности в любом регионе связан с многофакторным анализом, позволяющим оценить условия, благоприятствующие образованию залежей нефти и газа. Среди них особое значение приобретают геохимические аспекты этой проблемы. Обоснованным может быть только такой прогноз, который кроме геологических факторов учитывает также генерационный потенциал пород, наличие и территориальное расположение зон генерации УВ, генетические связи углеводородных флюидов, залегающих в разных стратиграфических комплексах и зонах. Без этой информации трудно решать вопросы, связанные с формированием залежей, месторождений, зон нефтегазо-накопления в определенном регионе и вряд ли можно сделать научно обоснованный прогноз нефтегазоносности.

Анализ геохимических факторов, контролирующих, по нашему мнению, нефтегазоносность недр, был сделан для Тимано-Печорской провинции, характеризующейся сложным геологическим строением и большим стратиграфическим интервалом нефтегазоносности.

В Тимано-Печорской провинции выделяются такие крупные структурные элементы, как Тиманский кряж, Печорская синеклиза и Предуральский краевой прогиб. Печорская синеклиза, хорошо выраженная по мезозойским отложениям как единая структура, по палеозойским разделяется на ряд крупных мегавалов, впадин и т. д. [9].

Основным тектоническим элементом по отложениям палеозоя является Печоро-Колвинский авлакоген, включающий Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы, Денисовскую впадину, Шапкино-Юрьяхинский и Лайский валы.

В разрезе платформенного чехла выделяют девять нефтегазоносных комплексов (НГК), характеризующихся региональной нефтегазоносностью в пределах обширных территорий [2].

Ордовикский терригенный НГК установлен в центральной и южной частях

Ижма-Печорской и Хорейверской впадин. Ордовикско-силурийско-нижнедевонский (О—Д₁) НГК широко распространен повсеместно в Ижма-Печорской впадине, отложения представлены сульфатно-карбонатным типом разреза, а на востоке — сульфатно-доломитовым, соленосным*. Сульфатно-терригенно-доломитовый разрез нижнего силура к востоку сменяется известняково-доломитовым. Нижнедевонские отложения установлены в Печоро-Колвинском авлакогене, Хорейверской впадине и прилегающих частях Урала и Пай-Хоя. К востоку преимущественно терригенные отложения сменяются сульфатно-терригенно-карбонатными. Мощность комплекса изменяется от 200 до 4000 м.

Песчано-глинистый среднедевонско-нижнефранский НГК широко распространен по площади. Его мощность изменяется от 0 (на сводах древних поднятий) до 2000 м (во впадинах).

Семилукско-турнейский НГК характеризуется разнофациальным составом и изменчивостью мощностей. Максимальной мощности (около 2000 м) он достигает в пределах Печоро-Кожвинского мегавала. Отложения верхнего девона преимущественно карбонатные, а турнейские — терригенные и терригенно-карбонатные.

Нижне-средневизейский НГК характерен главным образом для восточной и юго-восточной частей провинции, мощность его небольшая (50—300 м). Основной верхневизейско-нижнепермский НГК встречается повсеместно и представлен карбонатными отложениями. Мощность его колеблется от 100 до 1200 м. Нижнепермский терригенный и терригенно-галогеинный НГК распространен на значительной территории, но в юго-западной части Ижма-Печорской впадины и на большей части Печоро-Кожвинского мегавала он

* Характеристика НГК приведена по данным Г. Х. Дикенштейна с соавторами (1986).

отсутствует. Мощность комплекса изменяется от 5—300 м на платформе до 1000 м в Предуральском прогибе. И верхнепермский, и триасовый терригенные НГК имеют региональное распространение. Мощность последнего возрастает от 100 м в платформенной части провинции до 3000 м в Предуральском прогибе.

Во всех перечисленных комплексах встречены углеводородные скопления различного фазового состава.

Изучение свойств и состава УВ флюидов, образующих залежи в различных нефтегазоносных комплексах исследуемого региона, позволило выявить их большое разнообразие.

В ордовикско-нижнедевонском НГК встречены нефти, существенно различающиеся по физико-химическим характеристикам. Для них характерна повышенная плотность нефтей, не связанная с потерей легких фракций. Более легкие нефти залегают в нижней части комплекса (3400—4400 м) в пределах Хорейверской впадины. Они характеризуются повышенным содержанием бензина, в котором относительно много (более 15 %) ароматических УВ. Нефти Варандей-Адзвинской зоны более тяжелые (0,86—0,895 г/см³), с пониженным выходом бензина, более смолисто-асфальтеновые. Они приурочены к верхней части комплекса и залегают на глубинах 3000—4325 м. Нефти Северо-Сарембойского месторождения этой зоны тяжелые, окисленные, частично потерявшие легкие фракции, смолистые, испытали влияние гипергенных факторов. Содержание металлопорфиринов в нефтях комплекса низкое (при этом преобладают ванадиловые) или они не обнаружены.

В среднедевонско-нижнефранском НГК нефти от очень легких до очень тяжелых, с содержанием бензина от 0 до 35 %, в основном малосернистые. Самые тяжелые нефти (слабоокисленные и выветрелые) находятся на Ухта-Ижемском валу. Они характеризуются низким (порядка 50 %) содержанием метано-нафтенных УВ с температурой кипения выше 200 °С. В нефтях данного комплекса обнаружены как ванадиловые (преобладающие), так и никелевые порфирины. Однако содержание как тех, так и других низкое (1,4—1,5 и 0,13—0,9 мг на 100 г нефти соответственно).

В верхнефранско-турнейском НГК распространены нефти средней плотности, сернистые, содержащие около 20 % бензина метанового типа и мало ванадиловых и никелевых порфиринов.

В верхневизейско-нижнепермском НГК есть нефти средней плотности, тяжелые и очень тяжелые (0,859—0,98 г/см³), сернистые и высокосернистые. Наиболее тяжелые нефти сосредоточены на валу Сорокина и в южной части Колвинского мегавала. В нефтях вала Сорокина содержание бензина 3,5—50 % (преобладает 12—22 %). Очень тяжелые нефти (например, Усинского месторождения) содержат до 36 % смолисто-асфальтеновых компонентов. В нефтях верхневизейско-нижнепермского комплекса установлены ванадилпорфирины (1,4—28,1 мг/100 г). Никелевые имеются только в нефтях Колвинского мегавала и Ижма-Печорской впадины.

В нижнепермском НГК нефти тяжелые, содержат до 20 % бензина нафтенно-метанового типа, в них много высокомолекулярных ароматических УВ. Для них специфично преобладание феноантrenoвых УВ над нафталиновыми. В верхнепермском НГК нефти очень тяжелые, окисленные, почти лишенные бензина, высокоароматические и смолистые. В триасовом НГК нефти очень тяжелые, окисленные и потерявшие легкие фракции. В них много ароматических УВ, смол и асфальтенов. Содержание бензольных, нафталиновых и феноантrenoвых УВ в нафтенно-ароматической фракции отбензиненной нефти достигает 47 %, феноантrenoвых УВ больше, чем нафталиновых. В нефтях обнаружены ванадилпорфирины (7,3—11,1 мг/100 г) при отсутствии никелевых.

Разнообразие свойств и состава нефтей Тимано-Печорской НГП обусловлено двумя факторами: генетическим различием за счет генерации флюидов разными нефтегазоматеринскими толщами (НГМТ), содержащими специфическое по составу ОВ, и вторичными изменениями в зонах гипергенеза (потери легких фракций и окисление). Исследование малоизмененных нефтей четырех основных НГК позволило выявить пять генетических типов нефтей (табл. 1, 2). Они выделялись по комплексу критериев [3].

Наиболее характерно для нефтей I генотипа (ордовик — нижний силур)

Генетические показатели нефтей

Плотность, г/см³	Возраст	Тип коллектора	$\Sigma = \frac{(CH_2)_4}{(CH_2)_2}$	$\Sigma C_{ар}, \%$	C_6/C_H	Тиофены	П/Ф*	$\delta^{34}S, \text{‰}^{**}$
0,859	C ₁ V ₃ —P ₁	Карбо- натный	5,2—5,9	38,8—43,9	1,4—1,9	11,2—13,9	1,3—1,6	6—8
			5,7	41,5	1,5	12,6	1,5	
0,859	D ₃ ² —C ₁ t	"	16,5—23,7	44,8—61,8	1,1—1,3	1,9	1,1—1,3	6—13
			19,6	53,3	1,2		1,2	
0,859	D ₂ —D ₃ b ₁	Терри- генный	8,7—10,6	10,3—14,6	1,7—2,1	4,2—7,3	1—1,5	2,9—3,8
			11,1—16,4	32,1—38	1—1,5	5,2	1,4	
0,859	S ₂ —D ₁	Карбо- натный	33,7—40,8	16,2—25	1,5—1,9	1,8	0,8—1	—
			37,2	20,6	1,7		0,9	
0,859	O—S ₁	"	6,7	41,1—50	2,1—3,3	2,1	1—1,2	—0,6
				45,5	2,7		1	

* По данным В. В. Ильинской, Л. А. Анищенко и др. (1985), М. Б. Темяно, Л. Ф. Степиной (1987).
 ** По данным Р. Г. Панкиной и М. В. Дахновой (1985). В числителе — нефти Ижма-Печорской впа-
 дины, в знаменателе — Колвинского мегавала.

Физико-химическая характеристика нефтей

Плотность, г/см³	Количество бензина, %	Бензиновая фракция, %		Отбензиненная нефть, %		
		Алканы	Арены	МН УВ	НА УВ	Смоли + ас- фальт
0,85—0,91	14—25	40—67,9	5,9—18,2	46,7—69,4	20,6—26,5	19,4—32,2
0,88	21	55	12,6	53,4	24,6	25,8
0,845—0,867	12—32	46,1—63,7	9,5—28,7	58,7—64,7	15,6—21,5	19,2—25,7
0,856	22	53,8	16,7	60,2	18,2	21,5
0,832—0,867	20—32	40,8—74,4	8,1—20,6	46,1—68,5	13,3—34,4	13—30,3
0,85	25,7	56,6	11	55,4	26,5	20
0,86—0,89	14—25	50—75,2	9,5—13,9	48,5—74,2	17,5—27,4	12—29,7
0,874	21,5	63,8	11	60,5	20,7	
0,85—0,855	25—26	53,9—60,5	14,5—16,3	60,2—65,3	21,1—23,3	13,3—16,7
0,852	25,5	57,4	15,4	62,8	22,2	15

7,3—высокое содержание ароматических структур ($\Sigma C_{ар}$), значительное преобла-
 дание бензольных циклов над наф-
 талиновыми ($C_6/C_H=2,7$), низкое со-
 держание тиофенов из-за отсутствия
 скимбензо- и дибензотиофенов.
 Нефти II генотипа (верхний силур —
 тол-нижний девон), встреченные только в
 северо-восточной части провинции, от-
 личаются низким содержанием арома-
 тических структур (за счет бензоль-
 ных) и значительным преобладанием
 СН₂-групп в длинных парафиновых це-
 пях.
 Нефти III генотипа (среднедевонско-
 нижнефранкский НГК) характеризу-
 ются равным содержанием моно- и би-
 циклических наftenов, наличием бен-

зотиофенов. В то же время нефти Иж-
 ма-Печорской впадины и Колвинско-
 го мегавала несколько различаются по
 структуре парафиновых цепей (в неф-
 тях первой наблюдается менее значи-
 тельное преобладание СН₂-групп в
 длинных цепях над короткими), содер-
 жанию высококипящих ароматических
 структур (более низкое) и изотопному
 составу серы (более легкий). Это сви-
 детельствует о формировании нефтей
 III генотипа за счет поступления УВ
 из разных зон генерации, где ОВ, на-
 ряду с общими чертами, имело, по-ви-
 димому, и специфические различия.
 Нефти IV генотипа (верхнефранско-
 турнейский НГК) отличаются от неф-
 тей III и V генотипов структурой па-

3. Генетические типы конденсатов

Индекс гено- типа	НГК	Показатели			Физико-химическая характеристика			
		Ц	C _{ар}	C _б /C _н	Плотность, г/см ³	Коли- чество бен- зина, %	Содержание УВ в бензине,	
							метановые	ароматиче- ские
В	C ₁ V ₃ —P ₁ ^a	8,3	49,4	3,8	0,77	76	59,3	15,2
		5,5—11,2	35,2—58,2	2,8—5	0,752—0,8	60—90	42,4—72,7	12,4—19,
А	D ₂ —D ₃ f ₁	21,6	38,2	1,9	0,758	64	72	7,7
		15,6—27,9	36—41,1	1,8—2	0,746—0,768	60—72	70—77,9	4,4—10,1

рафиновых цепей: очень высоким содержанием СН₂-групп, в т. ч. в длинных цепях, а также высококипящих ароматических структур (до 62 %) и низким содержанием тиофенов, представленных только нафтобензотиофенами. Нефти этого генотипа в разных тектонических элементах существенно не различаются.

Особенностями состава нефтей V генотипа (верхневизейско-нижнепермский НГК) являются незначительное преобладание СН₂-групп в длинных парафиновых цепях и высокое содержание ароматических структур и тиофенов.

Газоконденсатные скопления распространены в данной провинции не так широко, как нефтяные, и приурочены в основном к среднедевонско-нижнефранскому и верхневизейско-нижнепермскому комплексам. В первом они легкие (0,7—0,75 г/см³) и утяжеленные (0,75—0,8 г/см³) с содержанием бензина метанового типа соответственно 62—98 и 52—76 %. Все конденсаты малосернистые, малосмолистые, безасфальтеновые, малоароматические. В верхневизейско-нижнепермском НГК конденсаты преимущественно утяжеленные, малосернистые, с 60—90 % бензина метанового типа. Характерно повышенное (до 26 %) содержание легких аренов и высококипящих ароматических структур (до 58 %).

В нижнепермском НГК конденсаты легкие, с высоким содержанием бензина метанового типа (90 %), сернистые, беспарафинистые, малосмолистые. Легких аренов мало (4—5 %).

Имевшийся фактический материал показал, что конденсаты генетически неоднородны. Выделяются два генотипа конденсатов, условно названные А и В (табл. 3). Конденсаты генотипа А

характеризуются значительным преобладанием СН₂-групп в длинных цепях, пониженным содержанием ароматических структур кипения выше 200 °С, низким содержанием легких аренов. Конденсаты генотипа В отличаются пониженными значениями Ц (см. табл. 1), большим преобладанием бензиновых структур над нафталиновыми, повышенным содержанием ароматических УВ как в бензиновой фракции, так и в отбензиненной части (от 10 до 25 %). Вполне вероятно, что каждая из НГМТ провинции, если в зонах генерализации она находилась на достаточно высоких грациях катагенеза, могла для данного фациально-генетического типа, могла генерировать свой генетический тип конденсата. Точно так же в благоприятных для взаимодействия нефти и газа условиях (составы и объемы газовой и жидкой фаз, температуры и давления) могли образоваться генотипы «вторичных» конденсатов, соответствующие пяти выделенным генотипам нефтей и опосредованно связанные с теми же нефтегазоматеринскими толщами.

Исходное ОВ, имеющееся практически во всех НГК, неоднородно [1, 10]. Оно различается как по фациально-генетическому типу, так и составу. Именно этим и объясняется наличие разных генетических типов нефтей и конденсатов в Тимано-Печорской провинции.

В провинции имеется несколько крупных зон нефтегазонакопления (КЗНГН), приуроченных к Колвинскому мегавалу, валу Сорокина, Верхнепечорской впадине, Ижма-Печорской впадине и другим тектоническим элементам. Эти зоны отличаются друг от друга по числу залежей, их размерам, типам углеводородных скоплений и составу.

Судя по различиям нефтей разных КЗНГН, а также по определенным закономерностям в изменении ряда параметров нефтей в пределах этих зон, следует предположить, что для каждой КЗНГН были свои (чаще несколько) зоны генерации УВ. Рассмотрим это на примере среднедевонско-нижнефранского НГК. Нефти комплекса (III генотип) в основном сосредоточены в Ижма-Печорской впадине и Печоро-Колвинском авлакогене. Нефти Ижма-Печорской впадины, как уже отмечалось, отличаются от нефтей Колвинского мегавала по структуре парафиновых цепей, содержанию ароматических структур, а также соотношению 00°Би- и трициклических наftenов. Нефти Печоро-Кожвинского мегавала по структуре парафиновых цепей близки к нефтям Ижма-Печорской впадины, а по содержанию ароматических структур — нефтям Колвинского мегавала, т.е. в то же время они отличаются от последних по составу этих структур.

Такие различия, по нашему мнению, обусловлены наличием нескольких зон генерации УВ в отложениях данного комплекса. Для Ижма-Печорской впадины одной зоной генерации являлась южная часть современного Печоро-Кожвинского мегавала, в девонский период представлявшая собой глубоководный грабенообразный прогиб [7]. Вторая (созрелая), более поздней зоной генерации УВ, была юго-западная часть Верхнепечорской впадины, сформировавшейся в ассельско-сакмарское время. Первая зона генерации в мезозойскую эру могла обеспечивать формирование залежей в южной части Печоро-Кожвинского мегавала, а также Западно-Солончесского газоконденсатного месторождения. Для залежей Колвинского мегавала, сформировавшегося с пермского периода, зоны нефтегазообразования располагались в среднедевонских отложениях центральной и южной частей современного мегавала.

Детальные геохимические исследования нефтей и конденсатов в совокупности с анализом геологической истории развития региона позволили выявить особенности формирования месторождений различных зон нефтегазоаккумуляции. В качестве примера рассмотрены формирование залежей Колвинского мегавала. Наличие нескольких генотипов нефтей на месторождениях этого мегавала свидетельствует

о формировании залежей за счет разных НГМТ.

Колвинский мегавал в нижнепалеозойско-среднедевонское время представлял собой систему глубоких впадин. В среднем и верхнем палеозое начинается относительный подъем и образование локальных структур. В ордовикско-нижнедевонское время в пределах современного Колвинского мегавала заложился крупный грабен. В пермский период произошло образование крупной валлообразной структуры. Окончательное формирование мегавала относится к мезозою. На Колвинском мегавале в среднедевонско-нижнефранском комплексе преобладает сапропелевое ОВ. Палеотемпературы в девонских отложениях Усинской и Воезской площадей составляли 175 и 190°C [6]. Следовательно, ОВ могло полностью реализовать свой потенциал генерации жидких УВ. Углеводороды могли накапливаться в ловушках Харьягинской, Северо-Харьягинской, Воезской и Усинской площадей уже с верхнего палеозоя.

В верхнефранско-турнейских отложениях, материнских для нефтей IV генотипа, ОВ сапропелевого и гумусово-сапропелевого типа. В зоне генерации на Колвинском мегавале количество генерирующего сингенетического ОВ составляет $2,5$ млн т/км² [11]. Палеотемпературы [6] были вполне достаточными, чтобы обеспечить нефтегазообразование в рассмотренных отложениях.

Визейско-артинский этап развития территории начался визейской трансгрессией. Со среднего карбона возникает интенсивная складчатость, которая достигает максимума в раннепермское время. Поскольку в это время происходит формирование Кожвинского мегавала, генерация УВ в верхне-визейско-нижнепермских отложениях могла идти в его наиболее погруженной части, уходящей в акваторию Баренцева моря. НГМТ приурочены только к отложениям нижней перми. Здесь распространены мелководные палеофауны. В восстановительных фациях ОВ сапропелево-гумусовое, в слабовосстановительных специфических — гумусовое [5].

В связи с преобладанием гумусовой составляющей ОВ генерировало преимущественно газообразные УВ. Однако за счет сапропелевой составляющей

происходила генерация жидких УВ. Газообразные и жидкие УВ накапливались в имевшихся уже в то время ловушках на Хыльчуйской и Ярейской площадях в северной части Колвинского мегавала. Месторождения южной части мегавала формировались за счет поступления УВ из зоны генерации, охватывающей склоны мегавала и его погружение в Большесынинскую впадину.

В верхнепермских и триасовых отложениях мегавала не установлено самостоятельных генотипов нефтей. В них встречены нефти V генотипа, что позволило сделать вывод о формировании залежей, содержащих эпигенетичные нефти, за счет вертикальной миграции из нижнепермских отложений.

Интересно отметить, что в нижнетриасовых коллекторах Песчано-Озерского месторождения (о-в Колгуев) обнаружена очень легкая нефть специфического состава, не имеющая аналогов на материке. Вероятно, формирование этой залежи произошло за счет латеральной миграции УВ из погруженной юго-западной части Малоземельско-Колгуевской моноклинали.

Изучение ИК-спектров конденсатов Шапкино-Юрьянского вала, осложняющего Денисовскую впадину, позволило более полно реконструировать условия формирования газоконденсатных залежей в верхневизейско-нижнепермском НГК на севере Тимано-Печорской провинции. Этот вал формировался в основном в пермско-триасовое время, так что УВ, мигрировавшие из НГМТ нижней перми, могли сразу же попасть в ловушки. Вал погружается в северо-западном направлении в акваторию Баренцева моря. По-видимому, очаг генерации УВ, заполнявших ловушки вала, находится в северной, наиболее погруженной части верхневизейско-нижнепермского нефтегазоносного комплекса. Изучение ИК-спектров конденсатов вала и их гель-хроматограмм показало, что все они относятся к первичным [4], т. е. образовались за счет генерации УВ органических веществ пород.

Первичные конденсаты установлены не только в газоконденсатных залежах, не содержащих нефти (Коровинская и др.), но и в залежах с нефтяной подушкой (Ванейвисская). Вероятно, поступивший в Ванейвисскую ло-

вушку конденсатный газ вытеснил вверх по восстанию пластов в Шапкинскую структуру часть находившейся там нефти. Однако судя по составу конденсата условий для обогащения его тяжелыми нефтяными компонентами не было (по крайней мере, в зоне удаленной от ВНК).

Итак, формирование зон нефтегазоаккумуляции Тимано-Печорской провинции связано с несколькими источниками генерации УВ (слои НМГТ в основных НГК). Это способствовало образованию многопластовых залежей с разными генетическими типами нефтей. Специфика состава и условий преобразования ОВ в разных НГК обусловила формирование разных генетических типов нефтей и конденсатов. Наличие нескольких зон генерации в конкретных НГК предопределило образование углеводородных скоплений при незначительных по протяженности путях миграции УВ. Геохимические исследования показали наличие нефтегазоконденсатных залежей, представляющих собой неравновесные системы и содержащих «первичный» конденсат, не обогащенный нефтяными компонентами, несмотря на присутствие нефти.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анищенко Л. А., Данилевский С. А. Прогноз зон нефтегазоаккумуляции в основных нефтегазоносных комплексах Тимано-Печорской провинции // Тр. 9-й геол. конф. Коми АССР. 1981.
2. Бакиров А. А., Бакиров Э. А. Регионально нефтегазоносные комплексы // Геологические условия формирования и размещения зон нефтегазоаккумуляции. М., 1982. С. 78—110.
3. Ботнева Т. А. Генетическая типизация нефтей // Тр. ВНИИГНИ. 1978. Вып. 205. С. 63—75.
4. Ботнева Т. А., Шулова Н. С. Генетическая типизация газоконденсатных залежей // Геолого-геохимические условия формирования газоконденсатных залежей. М., 1989. С. 21—28.
5. Загулова О. П. Геохимические фации и типы рассеянного органического вещества осадочных толщ северной части Тимано-Печорской провинции // Геохимические критерии оценки масштабов нефтегазоаккумуляции и прогноза качества углеводородных флюидов в зонах аккумуляции. М., 1984. С. 58—66.
6. Калмыков Г. С., Летуновский В. Н. Стадии катагенеза и палеотемпературы по отражательной способности витринита в Тимано-Печорской провинции // Геология и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции. М., 1979. С. 89—96.

гесни.
Шап.
ившей
оставу
шения
нента
в зоне

егазо-
ооцин-
ника-
в ос-
овало
лежей
и неф-
й пре-
обус-
енети-
сатов
ции
о об-
лений
ностр-
еские
неф-
став-
стемь
енсат-
онен-
тефти

Прог-
новных
но-Пе-
конф-

ональ-
логиче-
ещения
С. 78—

изация
205

ческая
й/Гео-
ования
1989

ции и
щества
имано-
е кри-
накоп-
дород-
и. М.

Ста-
по от-
в Ти-
ия и
в Ти-
1979

Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиев-
ская Н. Д. Условия формирования и зако-
номерности размещения залежей нефти и
газа.— М.: Недра, 1974.
Ларская Е. С., Телкова М. С., Федото-
ва А. И. Особенности алкановых УВ син-
и эпигенетического ОВ палеозойских отло-
жений Тимано-Печорской НПП//Геология
нефти и газа. 1989. № 11. С. 45—51.
Нефтегазоносные провинции СССР. Спра-
вочник.— М.: Недра, 1983.
Органическое вещество терригенных по-
род девона и перми севера Тимано-Печор-

ской провинции//Л. З. Аминов, В. А. Гор-
бань, А. З. Панева, В. С. Удот//Тр. ин-та
геологии Коми филиала СССР. 1978.
Вып. 26. С. 47—51.
11. Сухова А. Н. Особенности распределения
масс сингенетического и эпигенетического ОВ
в осадочном чехле Тимано-Печорской про-
винции//Геохимические критерии оценки
масштабов нефтегазоаккумуляции и прогно-
за качества углеводородных флюидов в
зоне аккумуляции. М., 1984. С. 67—76.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

рудное и нерудное минеральное сырье

ДК 550.8.013

© А. И. Кривцов, 1991

градиентно-векторные модели медно-порфировых месторождений

И. КРИВЦОВ (Мингео СССР)

Моделирование рудных месторожде-
ний выдвинулось в последние годы в
перспективное направление рудной
геологии, интенсивно развиваемое ис-
следователями многих стран [2, 5, 7].
Такого рода разработках особо мож-
но выделить количественные подходы,
позволяющие получить «число и меру»
для геолого-генетических и приклад-
ных построений. Целям количествен-
ного моделирования отвечают и мето-
ды градиентно-векторного анализа, по-
ка ограниченно используемого в гео-
логии рудных месторождений, но обла-
дающего значительными перспектива-
ми.

В качестве объектов приложения
градиентно-векторного анализа и оцен-
ки его возможностей выбраны медно-
порфировые месторождения, которые
характеризуются общим высоким уров-
нем изученности. Для этих объектов
выявлены общие закономерности рас-
пределения во времени и пространстве,
становлена принадлежность рудных
тел к сложным рудно-магматическим
системам, созданы их геолого-генети-
ческие модели, отвечающие плутоно-
нным гидротермально-рециклинго-
вым системам, разработаны количе-
ственные геолого-промышленные моде-
ли, созданы морфологические и мор-
фометрические классификации рудных
тел, статистически исследованы зави-
симости руда — запасы, содержания —
запасы [4, 6]. В целом современный
уровень изученности медно-порфиро-

вых месторождений вызывает необхо-
димость детального изучения внутрен-
него строения рудных тел с построени-
ем их количественных моделей.

Основная цель данной работы —
оценка возможностей использования
градиентно-векторного анализа с це-
лью построения соответствующих ко-
личественных моделей рудных тел де-
тально изученных медно-порфировых
месторождений.

Методы градиентно-векторного ана-
лиза использованы для построения
морфометрических и концентрацион-
ных моделей рудных тел, основанных
соответственно на распределении мощ-
ностей и содержаний меди. В первом
случае исходные данные были пред-
ставлены значениями мощностей по
сети разведочных скважин или плана-
ми изопакит рудных тел. Во втором
случае основу построений составляли
разрезы и планы рудных тел с изокон-
центрациями меди. Исходные данные
обрабатывались по стандартной мето-
дике градиентно-векторного анализа с
определением значений градиентов и
ориентировок векторов в узлах равно-
мерной прямоугольной либо квадрат-
ной сети. В процессе такой обработки
строились результирующие планы и
разрезы рудных тел в векторном вы-
ражении. Для получения обобщенной
картины использовались розы-диаграм-
мы, отражающие распределение век-
торов различной ориентировки и сред-
ние значения градиентов по соответ-

ствующим секторам. Применительно к планам оси $0-180^\circ$ роз-диаграмм они ориентировались по удлинению рудных тел, а применительно к разрезам — по их вертикальной оси. С целью получения сводных градиентно-векторных концентрационных диаграмм для разрезов производилась «прессовка» векторов по направлениям концентрационных потоков и с выделением восходящих и нисходящих ветвей, определением знаков изменения градиентов концентраций и их средних значений по отдельным отрезкам.

Для генетической интерпретации результатов градиентно-векторного анализа принципиальное значение имеют следующие положения общего характера. Векторы, как известно, фиксируют направления изменения тех или иных характеристик неоднородного поля, а градиенты отвечают значениям таких изменений по соответствующим направлениям. Сопоставимую картину построения векторов можно получить по градиентам заданного знака — роста или убывания характеристик. В данной работе векторный анализ распределения содержания меди выполнялся, исходя из градиентов роста концентраций этого элемента. Соответствующие векторы фиксируют ориентировку фрагментов концентрационных потоков, т. е. линий, по которым происходят изменения содержания металла в том или другом сечении рудного тела. Такого рода трассы изменения концентраций применительно к обстановкам медно-порфировых месторождений, вероятно, могут отражать господствующие направления миграции рудоносных растворов. Поэтому необходимо обратить внимание на возможную геологическую природу линий равных содержания меди — изоконцентрат. При однотипности состава растворов и однородности промываемой среды, допускаемых ситуацией на объектах исследования, изоконцентраты могут рассматриваться как отражение положения фронтов потока растворов, на которых происходят одни и те же по интенсивности процессы концентрирования (деконцентрирования) рудного вещества и преобразования рудоносных флюидов. В силу того, что векторы изменения содержания ориентированы по нормали к изоконцентратам, изложенное позволяет считать, что распределение векторов отражает

как структуру концентрационных потоков, так и структуру токов в соответствующих флюидных системах. Естественно, что это отражение отвечает приближенной, а не детальной карте, которая вне всякого сомнения весьма сложна.

Месторождение Коунрад (Казахстан) многократно описано в геологической литературе. Его рудное тело пространственно приурочено к штоку ранне-среднекаменноугольного возраста. Гранодиорит-порфиры прорывают среднезернистые гранодиориты и вулканы, частично преобразованные вторичные кварциты. По мнению некоторых исследователей шток гранодиорит-порфиров расположен в жерле вине палеовулкана.

Рудное тело Коунрадского месторождения приурочено к флангу штока гранодиорит-порфиров. В первом приближении оно подобно опрокинутому конусу с близометричным основанием. Однако детали его строения позволяют рассматривать рудоносный шток как результат слияния нескольких расширяющихся кверху и объединяющихся друг с другом воронкообразных минерализованных зон. Так, в верхних горизонтах месторождения границы рудного тела в горизонтальных сечениях повторяют очертания штока. При движении на глубину и поверхности, ограничивающие рудное тело, под различными углами склоны к внутренним частям штока, пересекая его. На нижних горизонтах рудное тело распадается на несколько трубообразных и воронкообразных фрагментов с субвертикальной ориентировкой осей (рис. 1, I).

Морфометрическая градиентно-векторная роза-диаграмма рудного тела месторождения Коунрад построена по градиентам убывания мощностей (см. рис. 1, II). При относительно равномерном распределении векторов по секторам резко выделяется одно направление (270°). Средние значения градиентов мощностей по разным секторам сравнительно близки. В то же время их наибольшие значения характерны для юго-западных румбов. Роза-диаграмма (см. рис. 1, I) легко может быть преобразована в опрокинутую моногранную пирамиду соответствующей векторам ориентировкой ребер и их наклонам, эквив

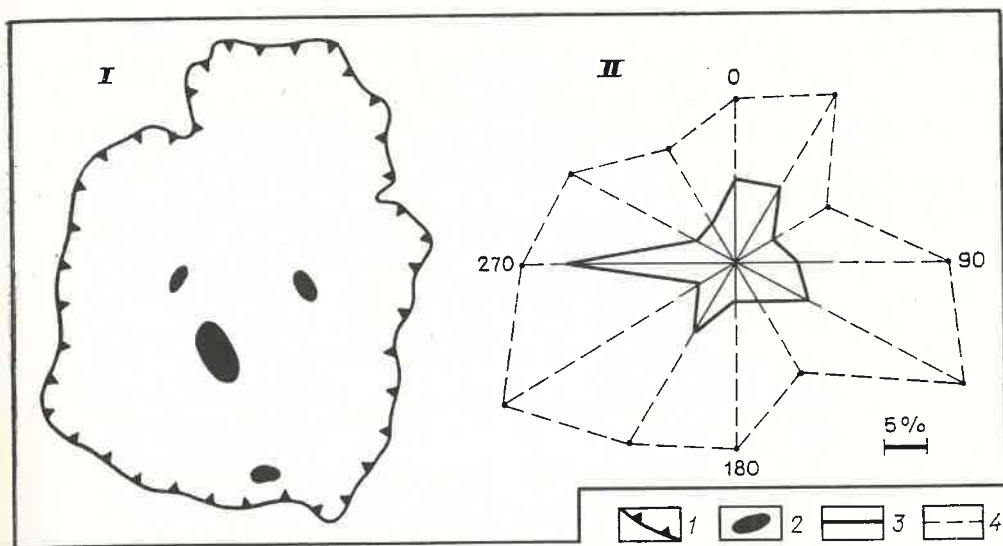


Рис. 1. План (I) и роза-диаграмма векторов убывания мощностей (II) рудного тела месторождения Коунрад:

границы рудного тела: 1 — на земной поверх-

лентными значениям градиентов. Естественно, что такая геометризация существенно огрубляет форму рудного тела, однако подобные построения позволяют сопоставить морфометрические модели различных рудных тел на единой методической и количественной основе.

В поперечном разрезе рудного тела векторы роста концентраций меди имеют восходящую ориентировку (рис. 2, I). Отчетливо выделяется осевая (стволовая) зона вертикальной ориентировки векторов, разделяющая рудное тело на две зеркально-симметричные части по общему рисунку расположения векторов. Для каждой из них построены розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (см. рис. 2, II), подтверждающие сходство структуры концентрационных потоков левой и правой частей рудных тел. Общая картина концентрационных потоков в разрезе рудного тела оказалась весьма близка идеализированной структуре флюидных токов в двух сопряженных по восходящим ветвям конвекционных ячеех. Для наглядного выражения этой структуры векторы роста концентраций были «спрессованы» по господствующим направлениям с определением доли векторов для каждого из них (см. рис. 2, III). Получена однотипная картина как для левой, так и для правой частей рудных тел,

ности (горизонт 0), 2 — на глубине (горизонт 550 м); 3 — векторы, 4 — средние значения градиентов мощностей (усл. ед.)

характеризующая строение нижних внутренних частей идеальных конвекционных ячеех. В обоих случаях имеет место переход от горизонтальных и наклонно восходящих концентрационных потоков к «стволовым» вертикальным.

При оценке возможности воспроизводства полученных результатов и их достоверности аналогичные построения были выполнены для продольного разреза месторождения (рис. 3). В итоге по материалам этого сечения была выявлена такая же картина распределения векторов роста концентраций меди и обобщенной структуры концентрационных потоков при несколько иной доле векторов на их разноориентированных участках.

В целом, в двух взаимно перпендикулярных сечениях рудного тела месторождения Коунрад установлена однотипная картина распределения векторов роста концентраций и структуры концентрационных потоков. С учетом близизометричной формы горизонтальных сечений рудного тела можно предположить наличие общей стволовой зоны ветвистых концентрационных потоков, соединяющей сложную объемную структуру флюидных потоков частных конвекционных ячеех, что должно быть рассмотрено особо.

Месторождение Асарел (Болгария). Рудное тело месторождения Асарел приурочено к штоку гранодио-

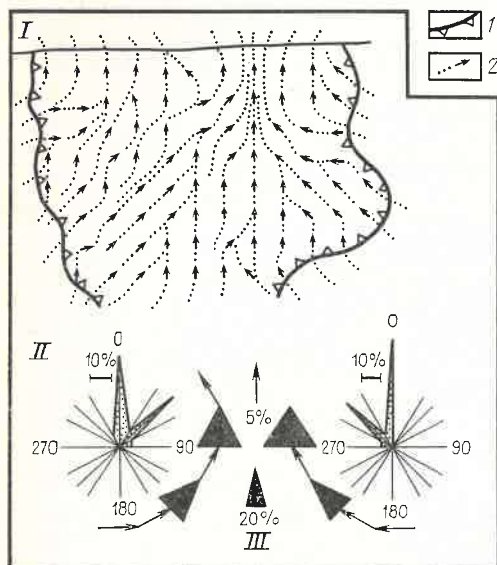


Рис. 2. Поперечный разрез (I) рудного тела, розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (II) и градиентно-векторные концентрационные диаграммы (III) различных частей рудного тела месторождения Коунрад: на разрезе: 1 — границы рудного тела, 2 — векторы роста концентраций меди

рит-порфиров сенонского возраста, прорывающему вулканы андезитового состава [3]. Рудное тело имеет форму неправильного опрокинутого конуса с эллиптическим основанием и вертикальной осью.

Распределение векторов роста концентраций меди в поперечном разрезе

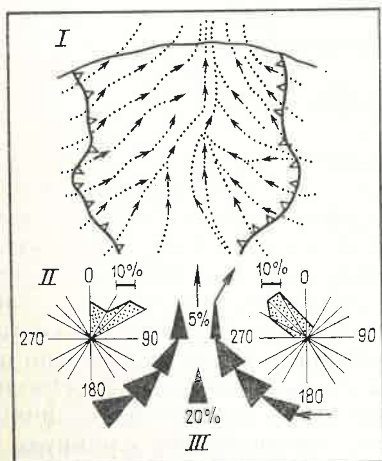


Рис. 4. Поперечный разрез рудного тела (I), розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (II) и градиентно-векторные концентрационные диаграммы (III) различных частей рудного тела месторождения Асарел, Болгария:

усл. обозн. см. рис. 2

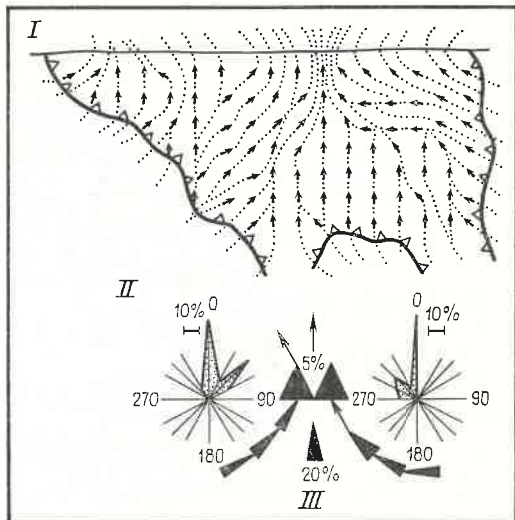


Рис. 3. Продольный разрез рудного тела (I), розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (II) и градиентно-векторные концентрационные диаграммы (III) различных частей рудного тела месторождения Коунрад: усл. обозн. см. рис. 2

рудного тела, так же как и на Коунраде, характеризуется зеркальной симметрией относительно осевой зоны вертикальных концентрационных потоков (рис. 4, I). Эта симметрия видна на розах-диаграммах (см. рис. 4, II), а также на обобщенной градиентно-векторной концентрационной диаграмме (рис. 4, III). Здесь от слабо выраженных горизонтальных составляющих наблюдается переход через наклонные к вертикальным с относительно равной долей векторов разных направлений. В целом по рассмотренным характеристикам месторождение Асарел практически не отличается от месторождения Коунрад.

Месторождение Актогай (Казахстан). Рудное тело этого месторождения приурочено к штоку гранодиорит-порфиров средне-позднекаменноугольного возраста, прорывающему граниты крупного Колдарского массива и вулканы андезитового состава [3]. Минерализованный штокверк обрамляет шток гранодиорит-порфиров, развиваясь по гранодиоритам и ксенолитам вулканитов. Рудное тело близко по форме опрокинутому толстостенному полуму конусу. Во внутренней части конуса расположено безрудное кварцевое ядро, свидетельствующее о значительной глубине эрозионного среза. В

(I),
аций
нтра-
астей

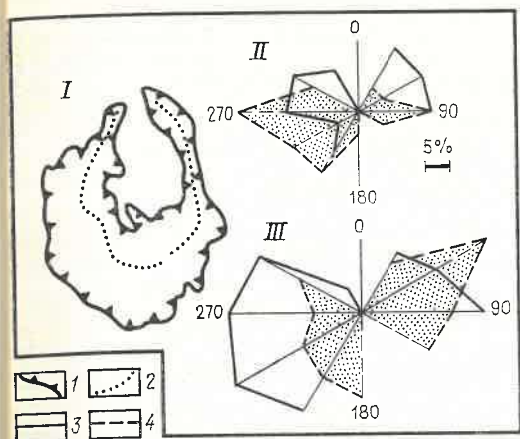


Рис. 5. План (I), розы-диаграммы убывания мощностей (II) и средних значений градиентов мощностей (усл. ед.) (III) рудного тела месторождения Актогай, Казахстан:

1 — границы рудного тела на поверхности; 2 — линия сопряжения ограничивающих поверхностей рудного тела на глубине; 3 — внутренние, 4 — внешние

плане рудное тело имеет форму незамкнутого эллиптического кольца. Нижняя граница рудного тела — коронобразная с выклиниванием на разных гипсометрических уровнях. В рудном теле выделяется внутренняя часть с падением ограничивающих поверхностей от центра и внешняя, ограничения которых наклонены к центру (рис. 5, I).

Розы-диаграммы векторов убывания мощностей существенно различны для выделенных частей рудного тела (см. рис. 5, II). Эти различия выражаются в первую очередь в разной доле векторов по одним и тем же направлениям. Существенно большие средние значения градиентов мощностей характерны для внутренних частей рудного тела, особенно в западных румбах (см. рис. 5, III).

В целом морфометрическая градиентно-векторная модель рудного тела месторождения Актогай позволяет получить соответствующие количественные характеристики, однако она избыточно огрубляет его форму с потерей принципиально важных черт.

Характер распределения концентраций меди в рудном теле изучен в поперечном разрезе южного фланга месторождения. Как видно (рис. 6, I), вектора роста концентраций меди образуют два поля, расположенных зеркально-симметрично относительно осевой вертикальной зоны. Этот характер

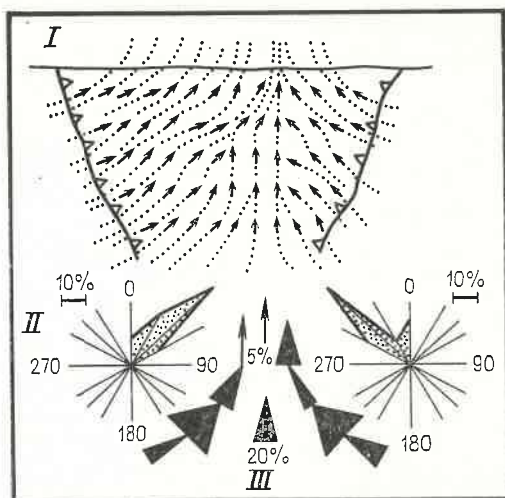


Рис. 6. Поперечный разрез южного фланга рудного тела (I), розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (II) и градиентно-векторные концентрационные диаграммы различных частей рудного тела (III) месторождения Актогай, Казахстан:

усл. обозн. см. рис. 2

распределения векторов ярко отражается на розах-диаграммах, построенных отдельно для левой и правой частей рудного тела (см. рис. 6, II). Сводные градиентно-векторные концентрационные диаграммы отличаются весьма значительной долей наклонных составляющих, которые переходят в вертикальные, завершающие обобщенную структуру концентрационных потоков (см. рис. 6, III).

Как следует из изложенного, по распределению векторов роста концентраций меди и обобщенной структуре концентрационных потоков месторождение Актогай принципиально не отличается от рассмотренных месторождений Коунрад и Асарел.

Месторождение Сьеррита (США, шт. Аризона). Молибден-медно-порфировое месторождение Сьеррита вместе с его продолжением — месторождением Эсперанца — входит в протяженный ларамийский рудоносный пояс юго-запада США. Рудное тело месторождения Сьеррита приурочено к удлиненному штоку кварцевых монцитит-порфиров, прорывающему гранодиориты, кварцевые диориты и принадлежащему к мел-палеогеновой вулканоплутонической ассоциации. Месторождение описано во многих публикациях. В данной работе использованы материалы Р. Веста и Д. Айкена [8].

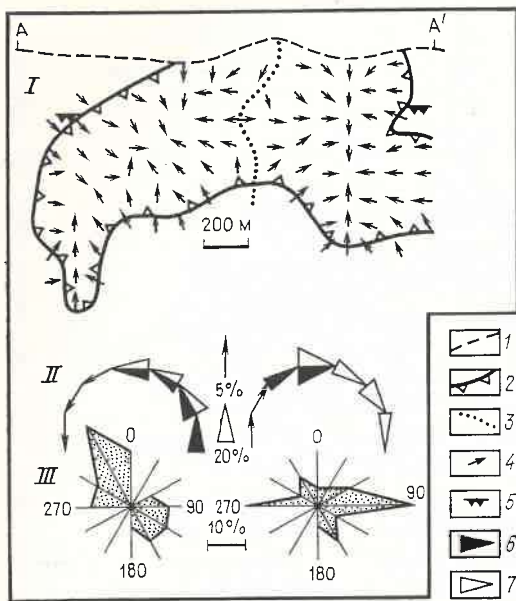


Рис. 7. Разрез рудного тела по линии AA' (I), градиентно-векторные концентрационные диаграммы различных частей рудных тел (II) и розы-диаграммы векторов роста концентраций меди (III) месторождения Сьеррита, США, шт. Аризона [8]:

1 — земная поверхность до начала отработки карьером; 2 — граница рудного тела; 3 — осевая часть рудоносного интрузива; 4 — векторы роста концентраций меди; 5 — положение эксплуатационного горизонта 3200 футов (см. рис. 8); концентрации меди: 6 — направления роста; 7 — снижения

Штокверковые руды месторождения Сьеррита развиты в интрузив-надинтрузивной зоне, глубоко проникают в шток кварцевых монцитит-порфиров, но в целом образуют тело, конформное штоку.

В поперечном разрезе рудного тела векторы роста концентраций меди в отличие от рассмотренных объектов, на ряде участков имеют встречную ориентировку (рис. 7, I). Это объясняется тем, что как в левой, так и в правой половине разреза концентрации меди растут снизу вверх и достигают максимумов, а затем убывают к верхним и боковым границам рудного тела. При этом обе его половины обладают зеркальной симметрией относительно осевой части рудоносного штока. Эта симметрия частично отражается на соответствующих розах-диаграммах векторов роста концентраций в преобладающей ориентировке векторов (см. рис. 7, III).

Для получения сводной градиентно-векторной концентрационной диаграм-

мы исходные данные (см. рис. 7, I и III) были преобразованы с заменой знаков векторов встречной к восходящим потокам ориентировки на отрицательные (убывание концентраций). Итоговая картина (см. рис. 7, II) отражает генерализованную структуру концентрационных потоков, сходную с идеальной структурой верхних частей конвекционных ячеек. Вертикальные и наклонные восходящие концентрационные потоки переходят через горизонтальные и наклонные составляющие в вертикальные нисходящие. При этом рост концентраций на восходящих ветвях сочетается с частичным их падением, а нисходящие ветви характеризуются только отрицательными градиентами. Общая структура потоков, таким образом, принципиально отличается от полученной для рассмотренных месторождений.

Дополнительно изучено распределение векторов роста концентраций меди в рудном теле Сьеррита на горизонте 3200 футов, в горизонтальном срезе мощностью 15 м (рис. 8, I). Это позволяет рассмотреть структуру концентрационных потоков в горизонтальном сечении при сопоставлении с вертикальным. В малоомощном горизонтальном срезе в первую очередь должны быть отражены горизонтальные составляющие концентрационных потоков, выделенные на обобщенной диаграмме вертикального сечения (см. рис. 7, II). Обращение к розам-диаграммам (см. рис. 8, II) позволяет установить, что векторы роста и убывания концентраций ориентированы по нормали к оси рудоносного интрузива. При замене знака векторов противоположной ориентировки (стрелки на рис. 8, II) установлено, что рост концентраций по каждому направлению компенсируется убыванием. При этом доля векторов падения концентраций преобладает над долей роста концентраций. Очевидно этот дисбаланс определяется убыванием содержаний меди за контуром рудного тела, что, к сожалению, не может быть получено из использованных материалов.

Месторождение Кальмакыр (Узбекистан). Широко описано в отечественной литературе. Для построения градиентно-векторных моделей использованы конкретные материалы по одному из поперечных сечений, любезно

и III)
наков
м пол
льные
оговая
гене
раци
альной
векци
аклон
ые пол
льные
верти
рост
ветвях
ением,
уются
тами.
обра
от по
место-

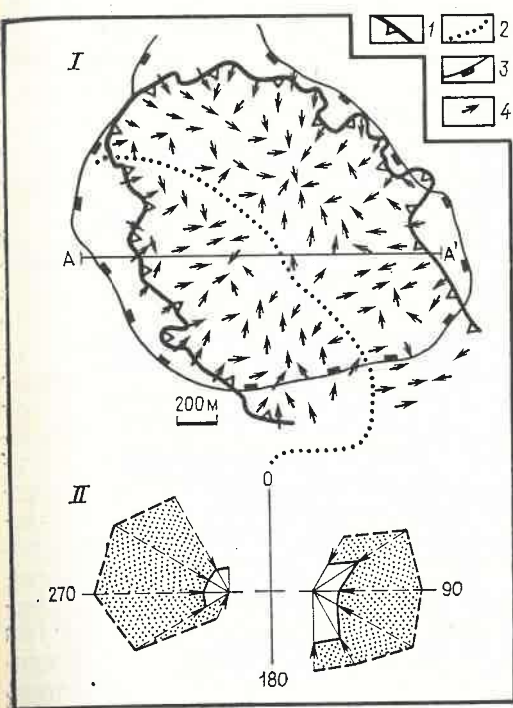


Рис. 8. Распределение концентраций меди на горизонте 3200 футов (I) и розы-диаграммы векторов роста концентраций меди в различных частях рудного тела (II) месторождения Сьеррита [8]:

1 — граница рудного тела; 2 — ось рудоносного интрузива; 3 — контур карьера; 4 — векторы роста концентраций меди; AA' — линия разреза (см. рис. 7)

предоставленные автору И. М. Головановым и М. А. Кажихиным.

Рудные месторождения Кальмакыр контролируются удлиненным штокообразным телом гранодиорит-порфиров, которые прорывают диориты и их калишпатизированные разности и обладают средне-позднекаменноугольным возрастом. Зона штокверковой минерализации «облекает» выступы рудоносных интрузивов и формирует первично единое рудное тело, разделяющееся на глубине на две составляющих. Вследствие довольно глубокого расположения уровня эрозионного среза в рассматриваемом поперечном сечении наблюдаются два разобщенных рудных тела (рис. 9, I).

Распределение векторов роста концентраций меди в обоих рудных телах обнаруживает сходную картину. От оси интрузива и снизу развиты восходящие концентрационные потоки субвертикальной и наклонной ориентировки. На флангах рудного тела векторы роста концентраций меди имеют

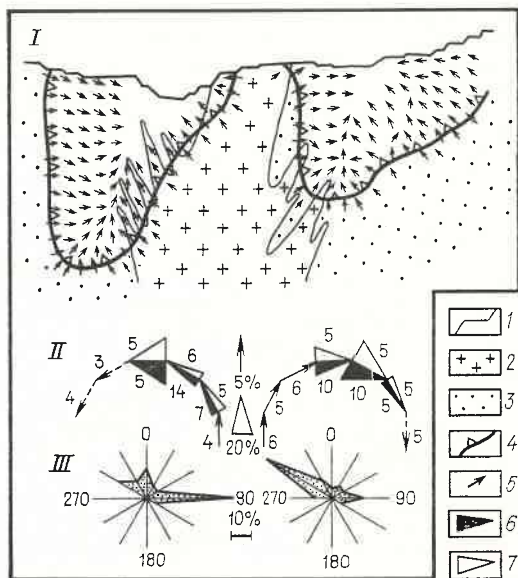


Рис. 9. Поперечный разрез (I), градиентно-векторные концентрационные диаграммы (II) и розы-диаграммы векторов роста концентраций меди в рудных телах (III) месторождения Кальмакыр, Узбекистан:

1 — уступы карьера; 2 — рудоносные гранодиорит-порфиры; 3 — породы интрузивной рамы; 4 — границы рудного тела; 5 — векторы роста концентраций меди; 6 — концентрации меди, направления роста; 7 — снижения концентраций; цифры внутри контура — значения положительных градиентов концентраций меди; за контуром — отрицательных

встречную ориентировку и фактически отвечают нисходящим потокам с падением содержаний меди по горизонтальным, наклонным и, частично, субвертикальным направлениям. На розах-диаграммах векторов роста концентраций (см. рис. 9, III) подобие рудных тел отражено в сходстве распределения векторов по направлениям при отличиях в доле различных секторов.

Обобщенная градиентно-векторная концентрационная диаграмма (см. рис. 9, II) отражает смену ориентировки векторов от субвертикальных восходящих к субвертикальным нисходящим через все промежуточные направления. Отметим, что на отдельных участках изменения направлений наблюдаются значительные колебания положительных градиентов концентраций с удвоением их значений. Отрицательные градиенты, обладающие значениями того же порядка, характеризуются большей равномерностью средних величин.

В целом, как и для месторождения Сьеррита, на примере рудных тел месторождения Кальмакыр установлено, что обобщенная структура концентрационных потоков отвечает верхней части принципиальной модели конвекционных ячеек. Общность обоих объектов выражается прежде всего в относительно слабой эродированности по сравнению с другими рассмотренными объектами, в первую очередь, с месторождением Актогай, значительная эродированность которого признается всеми исследователями.

Градиентно-векторные модели распределения концентраций меди, построенные для поперечных сечений пяти месторождений, позволяют сформировать сводную картину концентрационных потоков (рис. 10). Схема, представленная на рис. 10, основана на предположении, что рудные тела месторождений Коунрад, Актогай и Асарел отвечают нижним частям конвекционных ячеек, а Сьеррита и Кальмакыр — верхним. Соответственно на схеме отражено усредненное распределение векторов по разным направлениям для трех первых и двух вторых объектов. На схему вынесены усредненные значения градиентов концентраций с принятием минимальной их величины за единицу и приведением к ней всех других значений с неизбежным округлением.

Сводная диаграмма позволяет выявить ряд особенностей структуры концентрационных потоков в пределах рудных тел медно-порфировых месторождений. В первую очередь необходимо отметить, что ветвление потоков при изменении их направлений особенно отчетливо выражено на восходящих ветвях с ростом концентраций. При этом резко увеличиваются значения положительных градиентов пропорционально росту числа направлений на соответствующих участках потоков. На нисходящих ветвях наблюдается сужение потока при почти постоянном значении градиентов убывания концентраций, которые оказываются значительно меньше положительных градиентов на восходящих ветвях.

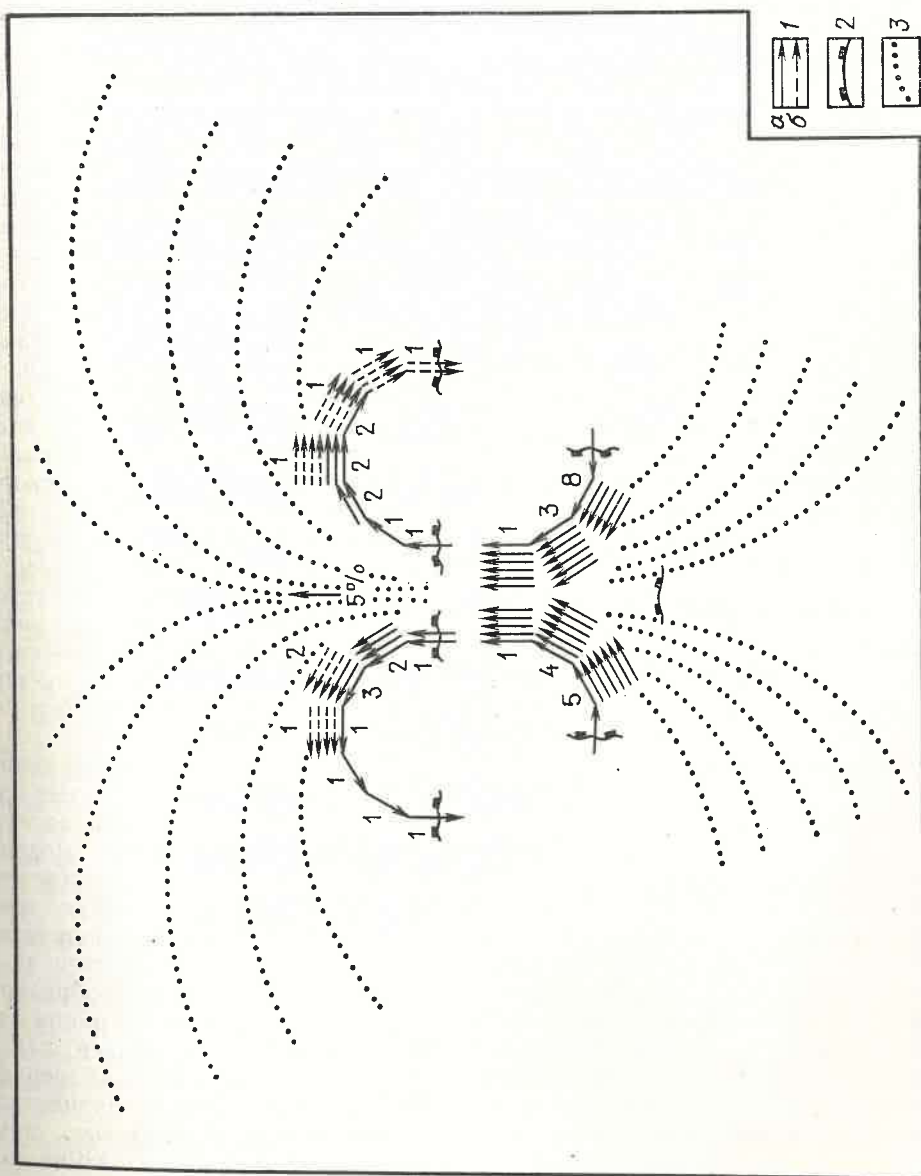
Обобщенная схема структуры концентрационных потоков (см. рис. 10) при допущениях, приведенных в начале статьи, позволяет уточнить представления о строении конвекционных ячеек медно-порфировых рудно-магматических систем.

Указанные выше схемы отвечают лишь тем частям конвекционных ячеек, в пределах которых сформирована промышленно значимая рудная минерализация с содержаниями меди, превышающими в наиболее общем случае 0,3 %. Для этих частей характерно стягивание потоков с боков и снизу в весьма узкую стволую вертикальную зону, а затем расхождение восходящего потока с ветвлением и переходом в нисходящие потоки. Дисбаланс положительных и отрицательных градиентов в верхних частях системы, получающей особую контрастность с учетом положительных градиентов в нижних частях потоков, может быть объяснен тем, что в построениях отсутствуют данные, характеризующие распределение меди вне контуров промышленных руд. Иными словами, ветвление потоков в верхних частях системы может продолжаться за границами рудных тел, в областях малых концентраций меди. Отсюда можно допустить эксцентричность строения конвекционных ячеек, асимметричность каждой из них, определяемой сочетанием сравнительно небольшой области высоких концентраций меди и ее градиентов вблизи рудоносного штока с обширной зоной ветвящихся восходящих и нисходящих потоков на удаленных флангах системы. Возможное распределение концентрационных потоков в общей структуре конвекционных ячеек показано на рис. 10 точечными трассами.

Изложенное имеет принципиальное значение для выявления ряда качественных и количественных характеристик конвекционных рудообразующих систем медно-порфировых месторождений. В первую очередь, основывается на наличии на этих месторождениях безрудных кварцевых ядер, которые в соответствии с моделью оказываются приуроченными к стволу субвертикальному потоку, что определяет высокую интенсивность выноса всех элементов, включая медь, вверх и на фланги системы. Это подтверждается двух- и трехкратным увеличением положительных градиентов содержания меди при переходе от стволовой зоны к фланговым. Следующее из модели расхождение потоков в верхней части системы с падением содержания допускает наличие над стволовой зоной участков, резко обедненных металлом. Такого рода «безрудные» окна внутри

Рис. 10. Сводная градиентно-векторная центрационная диаграмма для поперечных разрезов месторождений Коуирад, Асарел, Актонгай, Сьеррита и Кальмакыр:

1 — распределение векторов градиентов концентраций; а — положительные, б — отрицательных; 2 — нижние и боковые границы рудных тел; 3 — возможные направления потоков за пределами рудных тел; цифры внутри диаграммы — значения положительных градиентов, вне — отрицательных



рудного тела хорошо выражены на месторождении Сьеррита. Можно также допустить существование подобных участков ниже стволовой зоны потоков, ниже уровня ее возникновения за счет слияния токовых потоков. Отсюда следует необходимость комплексного подхода при оценке степени эродированности рудных тел по наличию внутренних «безрудных» зон или так называемых «ядер».

Эксцентричность конвекционных ячеек — сочетание широких периферийных зон потоков со сравнительно узкими околонинтрузивными и стволовыми — геологически подтверждается резким преобладанием площадей пропилитовых ореолов над площадями зон серицитизации и аргиллитизации, несущих промышленные руды. Соответственно при таком строении конвекционных ячеек скорости потока растворов во внешних и внутренних частях должны иметь весьма существенные различия — не менее чем на порядок. Высокая скорость потока в околонинтрузивных частях может быть так или иначе связана с брекчиеобразованием, обеспечивающим возникновение зон очень высокой проницаемости. На начальных стадиях процесса брекчиеобразование может стимулироваться явлениями, происходящими в стволовых зонах, включая вскипание растворов.

Средние значения градиентов концентраций меди в рудных телах по известным количественным моделям медно-порфировых месторождений [4, 6] определяются в 0,1—0,2 % на 100 м размаха оруденения. Обобщенная градиентно-векторная модель (см. рис. 10) допускает возможность скачков градиентов с двух-, трехкратным увеличением и спадом. Поскольку эти скачки приурочены к участкам изменений ориентировки потоков и их ветвлению, логично допустить, что такие перепады связаны с уменьшением скоростей потока. Это особенно наглядно устанавливается при переходе от относительно узких стволовых зон к расходящимся и разделяющимся ветвям потока. В значительных по размерам внешних частях конвекционных ячеек допускаются, как уже отмечалось, существенно меньшие скорости потоков. Учитывая размеры таких зон и уровни концентраций меди в соответствующих породах, можно считать, что значения градиентов здесь весьма невысоки и мо-

гут даже не отражаться на результатах рутинных геохимических исследований окolorудного пространства.

Рудные тела медно-порфировых месторождений отвечают тем околонинтрузивным частям конвекционных ячеек, в пределах которых концентрации меди достигают промышленных значений. Формы рудных тел так или иначе зависят от морфологии рудоносных интрузивов, в первую очередь в силу того, что последняя влияет на структуру флюидных и концентрационных потоков. Соответственно представляют значительный интерес исследования по сопоставлению морфологических особенностей рудных тел и строения конвекционных ячеек.

В заключение следует отметить, что построение градиентно-векторных моделей ряда медно-порфировых месторождений дало возможность выявить ряд важных черт строения рудных тел, подтвердило их принадлежность к плутоногенным гидротермально-рециклинговым рудообразующим системам и позволило установить ряд принципиально новых положений. Прежде всего это касается эксцентричного строения конвекционных ячеек с резким преобладанием их внешних частей над внутренними по массе и объему. Этим определяется необходимость пересмотра количественных характеристик соответствующих рециклинговых систем — объемов зон выноса, скоростей флюидного потока в разных частях количества перемещаемого рудного и нерудного вещества и, наконец, длительности функционирования таких систем. При резком преобладании зон выноса над зонами привноса по массе принятая ранее длительность процессов рудонакопления может быть существенно сокращена.

Полная картина строения конвекционных ячеек и рециклинговых систем может быть получена при построении их градиентно-векторных моделей в более широких объемах с охватом зон пропилитизации и пиритовых ореолов. Наряду с анализом распределения содержания меди для получения комплексной картины целесообразно изучение изменений концентраций свинца и цинка, накапливающихся, как известно, преимущественно на периферии систем. Такого рода градиентно-векторные модели должны быть дополнены результатами исследования новооб-

ультра-следованных минеральных ассоциаций
а. разных зонах с расчетом соответ-
ствующих отношений вода/порода. Все
этого позволит получить принципиально
новую количественную модель плуто-
генной гидротермально-рециклиро-
вочной системы, применимой не только
к месторождениям меди, но и для
оценки других металлов.

ИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Голованов И. М., Николаева Е. И., Каж-
ихин М. А. Комплексная прогнозно- поиско-
вая модель медно-порфировой формации.—
Ташкент: Фан, 1988.

Кривцов А. И. Модели рудных месторож-
дений.— М.: ВИАМС, 1989.

ДК 553.661.068 : 550.8.013

Динамическая модель экзогенного серообразования

Б. ВАЛИТОВ, Т. А. ШИШКОВА, С. А. ДОКУЧАЕВ (ВНИИгеолнатур)

Понятие прогнозно-поисковые комплек-
сы (ППК) как элемент оптимальных
технологических схем геологоразведоч-
ного процесса впервые стало широко
использоваться сотрудниками ЦНИГРИ
применительно к различным геологич-
еским промышленным типам месторожде-
ний цветных металлов. Согласно
работам И. Кривцову и В. А. Нарсееву, про-
гнозно-поисковые комплексы представ-
ляют собой систему, связывающую во-
зникновение стадий геологоразведочного про-
цесса, факторы, контролирующие фор-
мирование и размещение месторожде-
ний полезных ископаемых, и методы,
помощью которых они выявляются
на практике.

Модели месторождений, элементами
которых выступают геологические
предпосылки и поисковые признаки,
являются геологической основой для
разработки прогнозно-поисковых ком-
плексов. Вторая составная часть
ППК — это геолого-геофизические и
геохимические методы, с помощью ко-
торых выявляются и прослеживаются
полезные залежи, а также геологические
предпосылки и поисковые признаки,
свидетельствующие о реальности на-
хождения или иного объекта промышленного
разработки.

Уровень обоснованности и достовер-
ности прогнозных критериев (геологи-

3. *Руководство по рациональной методике по-
исков месторождений медных и полиметал-
лических руд в вулканогенно-интрузивных
поясах/Под ред. А. Кривцова, Д. Мокану,
Е. Филатова, Ц. Петровой.— М.: СЭВ,
1984.*
4. *De Geoffroy J., Wignall T. Designing opti-
mal strategies for mineral exploration//Ple-
num Press. New-York, London, 1985.*
5. *Hodgson C. J. Uses (and abuses) of ore de-
posit models in mineral exploration//Geosci-
ences Can. 1990, 17, N 2. P. 79—89.*
6. *Mineral deposit models/Ed. D. P. Cox,
D. A. Singes//U. S. Geol. Surv. Bull. 1986.
N 1693.*
7. *Program with abstracts//8-th IAGOD Sym-
posium. Aug. 12—18. Canada, 1990.*
8. *West R. J., Aiken D. M. Geology of the Si-
errita-Esperanza deposit//Advances in geology
of porphyry-copper deposits of South—West-
ern North America. Univ. Ariz. Press, Tuc-
son, 1982. P. 335—352.*

© Н. Б. Валитов, Т. А. Шишкова,
С. А. Докучаев, 1991

ческих предпосылок и поисковых при-
знаков) в значительной степени зави-
сит от того, насколько глубоко теоре-
тически и экспериментально разрабо-
таны вопросы генезиса полезных иско-
паемых и как они увязываются с на-
блюдаемыми в природе особенностями
строения и закономерностями разме-
щения их месторождений.

С этих позиций рассматриваются
процессы серообразования в экзоген-
ных условиях, приводящие к формиро-
ванию промышленных месторождений
(Предкарпатский и Средневожжский
бассейны, Гаурдак-Кугитангский рай-
он).

Цель настоящей работы — увязать
теоретические положения по условиям
образования серных месторождений с
прогнозными критериями и методами,
которые целесообразно использовать
при прогнозных и поисковых работах,
что позволит оптимизировать структу-
ру геологоразведочных работ на само-
родную серу на конкретных объектах.

При рассмотрении модели серообра-
зования в качестве базовой была ис-
пользована информация (работы
А. С. Соколова, И. И. Алексенко,
А. И. Отрешко, Н. П. Юшкина и др.)
о строении и особенностях размещения
серных месторождений Предкарпат-
ского и Средневожжского сероносных

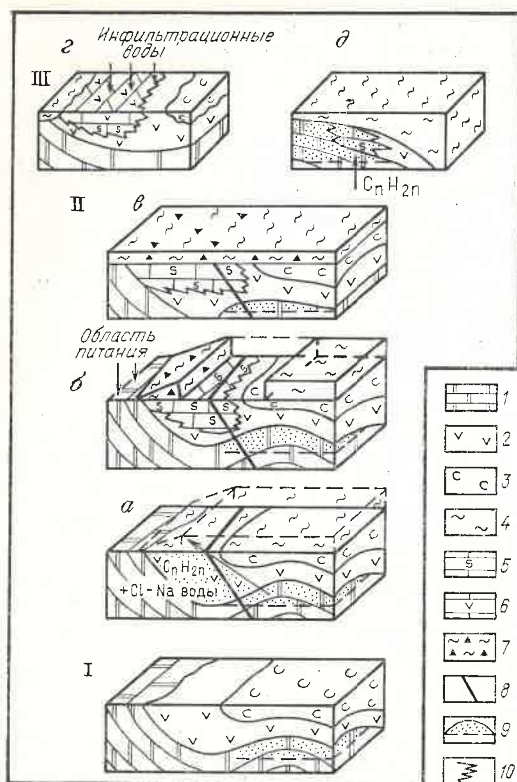


Рис. 1. Обобщенная динамическая модель экзогенного серообразования:

этапы формирования серных месторождений; I — дорудный; II — рудный, стадии формирования: а — подготовительная, б — рудоформирующая, в — стабилизационная; III — пострудный, схематические модели серного месторождения: г — гипергенно разрушенного, д — катогенно преобразованной серной залежи; 1 — карбонатные породы; 2 — гипсы и ангидриты; 3 — каменная соль; 4 — глинистые образования; 5 — сероносные известняки; 6 — загипсованные известняки; 7 — сульфидная минерализация в глинистых образованиях; 8 — тектоническое нарушение; 9 — нефтегазовая залежь; 10 — граница метасоматического замещения гипсоангидритов

бассейнов Гаурдак-Кугитангского района и Ферганской впадины, на основании которой была построена обобщенная динамическая модель экзогенного серообразования (рис. 1). В основу динамической модели положены процессы, приводящие к реализации серного оруденения, с одной стороны, и условия, благоприятные для протекания этих процессов, с другой.

В истории формирования серных месторождений довольно четко можно выделить три этапа: дорудный, рудный и пострудный.

Дорудный этап. Работы А. С. Уклонского, А. С. Соколова, И. И. Алексан-

ко, А. И. Отрешко, Н. П. Юшкина показали, что на данном этапе решающее значение имеют предпосылки, которых реализация процессов мышленного серного оруденения сводится практически невозможной. В результате этих работ была установлена связь промышленного оруденения с логенными формациями и нефтеносностью разреза, прослеживаемой во всех сероносных бассейнах. В Предкарпатском бассейне все серные залежи связаны с верхнетюринской галогенной формацией, в Гаурдак-Кугитангском районе — с верхнеюрской Средневожском бассейне — с верхнепермской (казанский ярус), в Ферганской впадине — с палеогеновой и меловой. То же самое относится и к нефтеносности разреза. В Предкарпатском бассейне серные залежи соседствуют с газовыми скоплениями внешней прогиба, в Гаурдак-Кугитангском бассейне регионально нефтегазоносными являются подстилающие галогенные формации карбоната отложения оксфордского яруса, в Средневожском бассейне — отложения верхнепермской, в Ферганской впадине — меловые и палеогеновые отложения.

Формационная и парагенетическая предпосылка — краугольный казанский гипотезы инфильтрационно-метасоматического образования серных залежей, которой придерживаются практически все исследователи. Соответственно в качестве потенциально сероносных в региональном плане можно считать любые территории, где встречаются галогенные формации и отложения региональной нефтегазоносности разреза. Наиболее оптимальными для развития процессов серообразования являются краевые части нефтегазоносных бассейнов, в пределах которых логенные формации представлены в полном объеме (отсутствуют сероносные породы) и в составе сульфидных толщ имеется примесь карбонатного материала. Исключение составляют области солянокупольной тектоники.

В обобщенном виде строение территории, в пределах которой в последующем могут быть реализованы процессы промышленного оруденения, показано на блок-диаграмме (см. рис. 1).

Рудный этап. В рудном этапе с помощью или иной долей условности можно

кина
апе ределить три стадии: подготовительную, рудоформирующую и стабилизации (стадия консервации).

ения ст На подготовительной стадии (см. рис. 1, а) решающее значение имеют становящиеся процессы, приводящие к дроблению осадочных пород, потенциально сероносных сульфатных пород, в результате чего появляются условия для внедрения в них углеводородов. Тородов (УВ). Пусковым механизмом для этой стадии является тектоническая активизация по ослабленным зонам, приводящая, с одной стороны, к повышению проницаемости сульфатных пород, с другой, особенно если в последних отмечается наличие карбонатного материала, а с другой, к разрушению ниже лежащих или находящихся по соседству нефтегазовых залежей. Миграция углеводородов и сопровождающих их вод в сульфатные толщи осуществляется по трещинам, зонам дробления, тектоническим нарушениям.

салоге Реальность таких процессов подтверждается приуроченностью серных месторождений практически во всех сероносных бассейнах и районах к тектонически приподнятым блокам, ограниченным дизъюнктивными и пликативными (флексуры) нарушениями, по которым в ряде случаев отмечается развитие эрозионных врезов. Так, в Предкарпатском бассейне серные залежи располагаются в пределах блоков, ограниченных нарушениями северо-западного (Немировское, Язовское, Любимское и другие месторождения) и юго-восточного (Загайпольское, Шевченковское) направлений.

В Гаурдак-Кугитангском районе отмечено оруденение контролируется зоной Узункудукского разлома, отдельные залежи — зонами тектонического дробления осадочного чехла мощностью 5—20 м, четко выраженными по поверхности подстилающих пород сульфатную (сероносную) свиту окисленных известняков. В Средневожском бассейне и Кугитангской площади Гаурдак-Кугитангского района наблюдается связь серных залежей с зонами эрозионных врезов, размещение которых контролируется глубинными разломами или их ветвями.

Миграция в сульфатные толщи УВ подтверждается наличием последних практически на всех серных месторождениях. Так, в Предкарпатском бассейне многочисленные газопроявления установлены на Немировском, Язов-

ском, Подорожненском, Гримновском и других месторождениях, а подстилающие сероносные породы гипсо-ангидриты при расколе имеют сильный запах нефти. Интенсивные газопоявления отмечены также на Гаурдакском месторождении. Серные же руды Водинского месторождения в Средневожском бассейне являются битуминозными, содержание эпигенетического битума в них достигает 4 %.

Таким образом, наиболее благоприятны в отношении перспектив сероносности участки, в пределах которых сульфатная толща была подвергнута тектоническим воздействиям с формированием относительно приподнятых блоков, ограниченных дизъюнктивными и пликативными нарушениями, и где имела возможность миграции нефтегазовых углеводородов в сульфатные отложения.

Однако, как показывает анализ материалов по сероносным территориям, приведенные процессы еще не являются гарантией активного начала процессов сульфатредукции.

На рудоформирующей стадии (см. рис. 1, б) для протекания процессов серообразования необходимы: сульфатредуцирующие бактерии, невысокая минерализация вод, ограниченное количество УВ, немного водорастворенного молекулярного кислорода.

Как показали многочисленные эксперименты, восстановление сульфатов углеводородами происходит при невысоких температурах (до 50 °С) с участием сульфатредуцирующих бактерий, снижающих энергию активации между названными компонентами.

Сульфатредуцирующие бактерии являются лиофильными организмами и соответственно они могут усваивать только растворенные в пластовых водах УВ. В этом отношении более предпочтительна газовая углеводородная фаза (за исключением метана) как наиболее растворимая. Эксперименты (Ю. И. Сорокин, 1957) и термодинамические расчеты (П. Ф. Андреев и В. В. Иванцова, 1957) показали, что в экзогенных условиях метан не может выступать в качестве восстановителя сульфатов. Кроме того, его инертность подтверждается получением притоков сухого метанового газа при проходке сероносных пластов скважинами на месторождениях Предкарпатского бассейна и Гаурдак-Кугитангского района

(содержание метана в газе 92,7—96,4 %). Восстановителями сульфатов, по-видимому, являются гомологи метана (этан, пропан, бутан и др.). О преимущественной роли газообразных УВ в восстановлении сульфатов свидетельствует также парагенетическая связь серных залежей главным образом с газовыми скоплениями (Предкарпатский и Средневожский бассейны, Гаурдак-Кугитангский район).

Нефтяные (хлоридно-натриевые или хлоридно-кальциевые) воды обычно высокоминерализованные (до 150—200 г/л), что отрицательно сказывается на деятельности сульфатредуцирующих бактерий. Активность последних возрастает по мере уменьшения минерализации пластовых вод, что, в частности, подтверждается исследованиями на нефтяных месторождениях (Ромашкинское, Бавлинское и др.), на которых применяется законтурное и внутриконтурное заводнение (А. Д. Ли, В. А. Кузнецова, 1964). Так, на Ромашкинском месторождении резкое усиление интенсивности микробиологических процессов сульфатредукции с образованием H_2S наблюдалось при разбавлении пластовых девонских вод с минерализацией до 200 г/л на 90—95 % с пресной речной водой. При этом было установлено, что сульфатредуцирующие бактерии не являются строгими анаэробами, для их жизнедеятельности необходимы незначительные количества водорастворенного молекулярного кислорода. Зона активного восстановления сульфатов обычно ограничивается призабойной зоной скважин диаметром 15—20 мм, и процесс сульфатредукции полностью прекращается, как только исчезает в водах молекулярный кислород. Бактерии соответственно переходят в латентное состояние. Следовательно, разбавление высокоминерализованных нефтяных вод инфильтрационными — одно из необходимых условий для активного протекания процессов биогенной сульфатредукции.

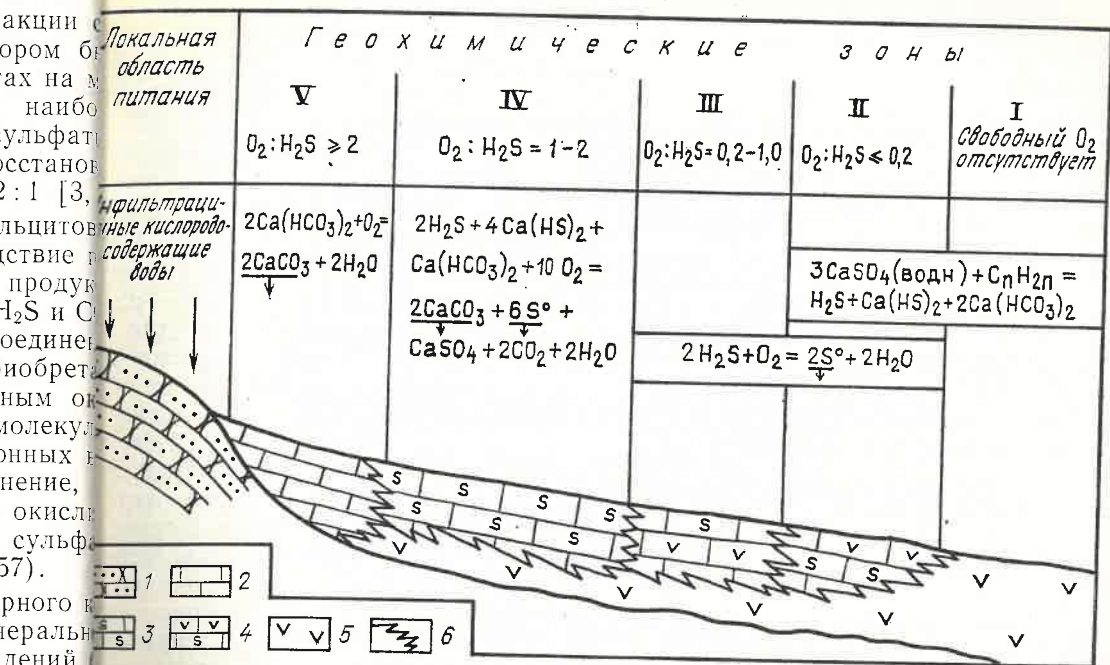
Другим важным моментом для активного восстановления сульфатов является ограниченный доступ в сульфатные толщи нефтегазовых УВ, т. к. избыточные количества последних создают резко восстановительные условия, при которых вывод образующегося сероводорода, токсичного для жизнедеятельности сульфатредуцирую-

щих бактерий, из среды реакции новится невозможным. Автором установлено, что при расчетах на су реагирующих веществ наилучшее оптимальное соотношение сульфатов и углеводородов в реакциях восстановления сульфатов составляет 2:1 [3].

Формирование серно-кальцитового комплекса происходит вследствие образования газообразных продуктов восстановления сульфатов (H_2S и CH_4) в твердые минеральные соединения. Решающую роль здесь приобретают процессы окисления. Основным окисляющим агентом является молекулярный кислород инфильтрационных вод, хотя существует другое мнение, согласно которому в качестве окислителя H_2S могут выступать сульфаты (Г. В. Фили, И. Л. Калп, 1957).

Решающая роль молекулярного кислорода в формировании минерального комплекса серных месторождений была доказана экспериментами, выполненными И. И. Алексенко с сотрудниками [1, 9, 10]. По этим материалам составлена схема формирования серно-кальцитовых руд экзогенных месторождений (рис. 2).

В зависимости от отношения O_2 к H_2S авторами выделяются пять зон, первая из которых характеризуется определенными геохимическими процессами и формированием специфического минерального комплекса. В зоне I, более удаленной от источника инфильтрационных кислородсодержащих вод, процессы сульфатредукции протекают только в водах с невысокими концентрациями H_2S и УВ, а при содержании в воде H_2S более 150 мг/л редуция полностью затухает из-за токсичности для бактерий высоких концентраций сероводорода. В зоне II интенсивность восстановления сульфатов резко повышается. Этому способствует наличие небольших количеств молекулярного кислорода, который способствует выводу из среды реакционной H_2S путем окисления его элементарной серы. В зоне III наблюдается только окисление H_2S до элементарной серы, восстановление сульфатов прекращается из-за недостаточного количества в среде реакционной водорастворенного молекулярного кислорода. В зоне IV увеличение доли молекулярного кислорода приводит к формированию серно-кальцитового



2. Принципиальная схема зонального формирования минерального состава серных руд в зависимости от соотношения $O_2:H_2S$

мировые порода области питания; 2 — метасоматические известняки без серы; 3 — се-

роносные известняки; 4 — первичная карбонатно-сульфатная порода с серой; 5 — гипсы и ангидриты; 6 — граница метасоматического замещения гипсоангидритов

ия O_2/H_2S минерального комплекса, а в зоне V зон, складывается только зернистый кальцит. ется анализ особенностей строения сернопроцесс залежей, особенно предкарпат-фических, показывает, что наблюдаемая по оне I, экспериментальным данным зональ-а инфильтрация в формировании минерального комплекса серных руд отчетливо про-протекания и на природных объектах. и континентальной на границе с локальной областью содержания располагается зона «пустых» метасоматических известняков, сменяе-за току далее серно-кальцитовыми и сер-известняковыми рудами. В наиболь- II инфильтрация руды непосредственно переходят карбонатно-сульфатные и гипсо-ан-ритовые породы (Язовское, Грим-ское, Загайпольское месторождения р.).

аким образом, на рудоформирую-стадии одним из важных элемен-способствующих образованию сер-залежей, являются локальные (ре-нальные) области питания инфи-ационными кислородсодержащими ами, представляющие собой участ-площади, (зоны) отсутствия потен-льно сероносных карбонатно-суль-ных толщ (эрозионные окна). Сле-

довательно, наиболее перспективными в отношении сероносности следует рас-считывать участки развития сульфат-ных пород, в той или иной степени под-вергнутых тектоническому дроблению и расположенных на незначительном удалении от областей питания инфи-трационными кислородсодержащими водами (эрозионных окон).

Для прекращения процессов серооб-разования необходимы перекрытие зо-ны формирования сернорудного ком-плекса непроницаемыми породами и смена активного и замедленного режи-ма водообмена застойным. При этом следует отметить, что в начальный пе-риод погружения серной залежи в пе-рекрывающих глинистых образованиях довольно часто формируется зона суль-фидной минерализации вследствие ми-грации части H_2S , не успевшего окис-литься в продуктивной толще. Суль-фидная минерализация в перекрываю-щих глинистых образованиях — один важных поисковых признаков, исполь-зуемых при проведении поисковых ра-бот на самородную серу.

Основным условием сохранения об-разовавшейся серной залежи является стабилизация тектонической обстанов-

ки в районе месторождения (см. рис. 1, в).

Пострудный этап. Самородная сера — это специфический элемент, неустойчивый (при наличии определенных агентов) как в окислительной, так и восстановительной обстановках. Показателем этого служит довольно ограниченное число промышленных месторождений самородной серы в мире на фоне довольно широкого развития серной минерализации в галогенных формациях.

При положительных знаках тектонических движений на сероносных территориях серные залежи выводятся в зону гипергенеза и подвергаются физико-химическому воздействию кислород-содержащих инфильтрационных вод. Самородная сера окисляется до серной кислоты, которая, в свою очередь, вступает во взаимодействие с серовмещающими известняками. В результате в них формируются пустоты и каверны и более крупные карстовые полости вплоть до образования пещер, как это наблюдается на Гаурдакском месторождении. Довольно часто карстовые процессы проявляются на земной поверхности в виде карстовых впадин, заполненных водой, или других специфических форм рельефа. Наряду с процессами выщелачивания происходит также новообразование вторичных гипсов как результат химического воздействия серной кислоты на известняки. Крупные включения шпатовых гипсов, происхождение которых большинством исследователей объясняется окислением серных руд, наблюдаются на участке V Гаурдакского месторождения (см. рис. 1, г).

При погружении сероносных территорий серные залежи, находясь обычно в пределах нефтегазоносных бассейнов, попадают в зону нефтегазоаккумуляции и подвергаются воздействию УВ. Именно этим можно объяснить резкое сокращение числа серных залежей с глубиной. Лишь в редких случаях, когда по той или иной причине серные залежи оказывались изолированными от воздействия глубинных флюидов, они могли сохраняться на любых глубинах, о чем свидетельствует факт вскрытия залежи самородной серы на глубине 9587 м во впадине Анадарко в ангидритизированных доломитах ордовика. Сера активно взаимодействует

с УВ и уже при 50 °С вступает с ним в реакцию с образованием сложных сероорганических соединений. В зависимости от фазового состояния [2] формируются сернистые нефти со специфичным распределением серы по фракциям или сероводородсодержащие газы (см. рис. 1, д).

Из рассмотренной модели формирования серного месторождения — от ловий, благоприятствующих для следующей реализации процессов образования сульфатных пород с образованием серных руд, до условий хранения залежей самородной серы довольно четко вырисовывается с определенными ограничениями ряд паров, которые с той или иной степенью информативности могут быть использованы в качестве прогнозно-поисковых критериев при оценке перспективности сероносности как крупных территорий, так и отдельных локальных участков на различных стадиях геологоразведочных работ.

Территория СССР в региональном плане оценена в отношении перспективности сероносности с подсчетом прогнозных ресурсов по категории Р_з. В данной работе основной акцент сделан на разработку прогнозно-поисковых критериев применительно к стадиям геологического строительства, к геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками, поисковым и поисково-оценочными работами.

В таблице приведены перечни прогнозных критериев, вытекающих из рассмотренной модели формирования серного месторождения, которые связаны со стадиями геологоразведочного процесса, и комплекс методов, используемых для их выявления. В эту таблицу критериев включены только те из них, которые могут быть выявлены и прослежены наземными методами без проведения буровых работ. Однако при оценке объекта в отношении перспективности следует привлекать и данные (прямые или косвенные) признаков, свидетельствующие о возможности наличия серного месторождения [6].

На стадии геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 с общими поисками при выделении перспективных участков самородную серу по участкам геологической информативности электроразведкой и геохимической ВЭЗ [7], которая позволяет определять границы распро-

прогнозно-поисковые комплексы серных месторождений экзогенного типа

Этап (подэтап) геологоразведочных работ	Прогнозные критерии	Геологическая выраженность критериев, комплекс параметров, необходимый для оценки объекта (для стадии поисково-оценочных работ)	Методы выявления критериев
Геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общепроисками	Тектонические	Относительно приподнятые блоки, ограниченные дизъюнктивными нарушениями, в зонах сочленения платформ с передовыми прогибами Линейно вытянутые структуры (валы) в зонах сочленения сводовых поднятий с интратриплатформенными поднятиями Крупные поднятия, осложненные региональными тектоническими нарушениями, в районах эпиплатформенной активизации	Электроразведка ВЭЗ
	Палеогеографические	Зоны выклинивания или локальные участки отсутствия потенциально сероносных сульфатных толщ (эрозийные окна)	Электроразведка ВЭЗ
Поисковые работы	Геохимические	Сульфидная минерализация в перекрывающих сероносные карбонатно-сульфатные толщ глинистых образованиях Аномалии окислительно-восстановительного потенциала (ОВП)	Электроразведка ВЭЗ-ВП Потенциометрическая съемка
Поисково-оценочные работы	Тектонические	Зоны тектонического дробления пород сероносных толщ в пределах оцениваемого месторождения (проявления) Участки разуплотнения (повышенной проницаемости) сероносных пород	Газовая съемка на CO_2 и CH_4 по почвенному воздуху по сети 50—100×200 м Сейсморазведка в модификации послойного сейсмического профилирования
		Оценка водопроводимости и водопроницаемости сероносных пластов	Опытные откачки одиночных и кустов скважин
		Оценка технологических параметров руд на обогатимость и выплавляемость	Лабораторные испытания всех разновидностей руд

карбонатно-сульфатной толщи, бину ее залегания, тектонические нарушения.

потенциально сероносные карбонатно-сульфатные породы, характеризующиеся высокими сопротивлениями, выявляются на правой ветви кривой ВЭЗ в виде четкого минимума в виде восходящих асимптов, наклоненных под углом 40—45° к оси абсцисс. Зоны же отсутствия карбонатно-сульфатных по-

род определяются по уменьшению углов наклона асимптов до 35° (рис. 3, в).

Тектонические нарушения, ограничивающие блоки, и их амплитуды определяются качественно по резкому изменению направления изолиний на вертикальных разрезах ρ_k или по сгущению изолиний в зоне разлома в плане (см. рис. 3, б).

При поисковых работах для оконтуривания зон возможного промышлен-

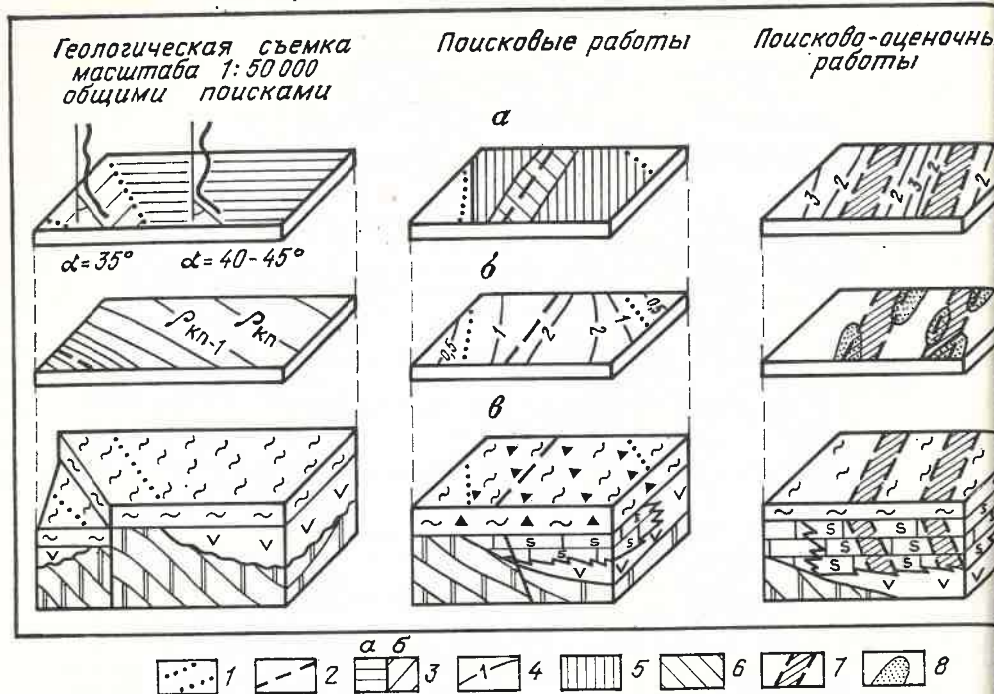


Рис. 3. Схема строения серных залежей и прогнозно-поисковых критериев в геофизических и геохимических полях на различных стадиях геологоразведочных работ:

1 — границы развития карбонатно-сульфатных комплексов и контуры серных залежей; 2 — тектонические нарушения; 3 — зона развития (а) или отсутствия (б) карбонатно-сульфатной толщи по данным ВЭЗ; 4 — изолинии аномальных значений сульфидной минерализации в глинистых образованиях, превышающие фо-

нового оруденения наиболее информативны: электроразведка в модификации ВЭЗ-ВП и потенциметрическая съемка [6].

Метод ВЭЗ-ВП позволяет оконтуривать зоны сульфидной минерализации, характерные для серных залежей с глинистой покрывкой. Сульфидная минерализация над серными залежами проявляется в виде повышенных относительно фона на 0,5—2 % значений кажущейся поляризуемости (рис. 3, б). Метод потенциметрической съемки, разработанный Г. М. Вдовиченко, направлен на уточнение зон с промышленным серным оруденением. В его основу положены изменения окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) над серными залежами в припочвенной поверхности, что выражается в виде положительных аномалий как абсолютных значений E_h , так и приращений ОВП по вертикали ΔE_h в одном и том же пункте измерений. Интерпретация полевых материалов

новые на 0,5—2 % (поисковые работы, б) аномалия ОВП первого порядка, отражающая наличие серного оруденения на глубине; аномалия ОВП второго порядка, отражающая наличие тектонического нарушения; 7 — тектонического дробления и повышенной проницаемости пород продуктивной толщи в разрезе; 8 — аномалии по CO_2 и S в подпочвенному воздуху интенсивностью 1 %; усл. обозн. на блок-диаграммах см.

сводится к качественному анализу фонов ОВП и выявлению характера для серных залежей аномалий по методике Г. М. Вдовиченко. Серные залежи оконтуриваются по аномалиям первого порядка, тектонические нарушения выделяются по аномалиям второго порядка (рис. 3, в).

Контуры предполагаемых серных залежей проводятся в границах повышенной сульфидной минерализации в глинистых образованиях и коррелируются с учетом аномалий ОВП первого порядка.

На стадии поисково-оценочных работ наиболее важное значение приобретают вопросы изучения строения серной залежи: выявление зон тектонического дробления, прослеживание более проницаемых участков для сероводорода в сероносной толще, изучение структурно-текстурных особенностей серных руд, их технологических параметров. Для выявления и прослеживания ряда названных параметров

очно информативны геофизические и геохимические методы. Так, зоны тектонического дробления, с которыми связаны участки с наиболее интенсивным оруденением, довольно четко проявляются в виде газовых аномалий по O_2 и CH_4 по подпочвенному воздуху интенсивностью более 1 % за счет миграции газовых компонентов из нижежащих толщ [7] (см. рис. 3, б).

Составленные прогнозно-поисковые комплексы применительно к различным стадиям работ можно рассматривать в качестве методической основы расчетов предельных нормативов стоимости единицы геологического задания

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

О планетарных глубинных разломах Земли

В. И. ТИТОВ (ГКЗ СССР)

Проблема планетарной трещиноватости привлекает внимание многих исследователей. У советских геологов она как теория о глубинных разломах получила развитие в 1940—50-е гг. [6, 14].

В результате проведенных работ были установлены: упорядоченность в расположении тектонических структур; ориентировка по правильной ортогональной и диагональной сети, совпадающей с современной координатной географической сеткой Земли; унаследованность и консерватизм в простирании разновозрастных структур, их устойчивость от раннего архея до новейшего времени [1, 2, 4, 7, 9—13, 15].

В предлагаемой статье сделана попытка систематизировать имеющиеся факты о главнейших разломах нашей планеты. При этом выделено семь наиболее крупных ортогональных планетарных поясов глубинных разломов, опоясывающих весь геонид: Атлантическо-Западнотихоокеанский и Индийско-Восточнотихоокеанский меридиональных разломов, Экваториальный, Средиземноморско-Азиатско-Центральноамериканский, Южноафриканско-Южноавстралийский, Северный и Южный широтных разломов (рисунок).

Атлантическо-Западнотихоокеанский пояс меридиональных разломов в Северном Ледовитом океане проходит по рифтовому поясу хребта Гаккеля, который между о-вами Шпицберген и Гренландия переходит в рифтовый пояс Срединно-Атлантического хребта. В экваториальной части по широтному Экваториальному поясу разломов он смещается почти на 30° к востоку и прослеживается в южном полушарии между $12\text{--}18^\circ$ з. д. и 40° ю. ш. Южнее пояс разломов выражен в земной коре нечетко, что обусловлено недостаточностью батиметрических наблюдений. Далее Атлантическо-Западнотихоокеанский пояс разломов проходит по Южным Сандвичевым о-вам, являясь восточной границей Южно-Антильской широтной островной дуги. В Антаркти-

де он проявлен Трансантарктическим хребтом, сложенным в осевой части девонско-юрскими отложениями и ограниченным восточной границей докембрийской Антарктической платформы на расстоянии почти 4000 км, контролирующим положение действующих вулканов Эребус и Мелборн. За пределами Антарктиды пояс разломов продолжается к северу между 180° в. д. в районе хребта Маккуори о-вов Новой Зеландии и разломов Гавайских о-вов — Тонга. Между 10° ю. ш. и экватором пояс разломов смещается на запад (как между Африкой и Южной Америкой) почти на 30° до Новой Гвинеи, где он проявлен меридиональным подворотом структур острова. Отсюда пояс разломов продолжается между $140\text{--}148^\circ$ в. д. через Марианские о-ва, субмеридиональную северную часть о-вов Хонсю, Хоккайдо и Сахалина. Далее он проходит по Верхоянскому складчатому поясу, впадая на меридиану 138° , а у 64° с. ш. смещается по широтному разлому на запад, после чего идет по восточной границе Сибирской платформы до Северного Ледовитого океана, где заканчивается в рифтовом поясе хребта Гаккеля.

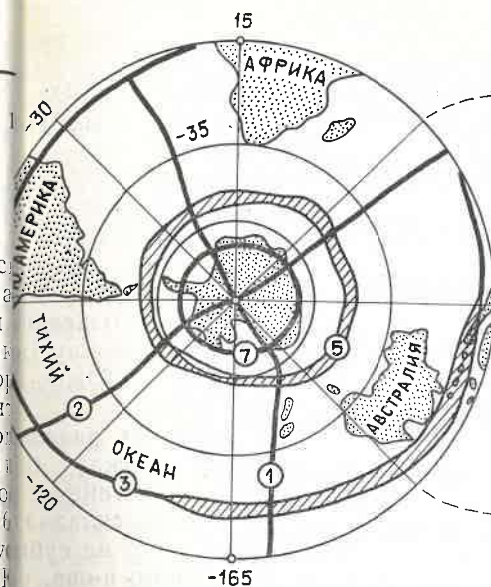
Индийско-Восточнотихоокеанский пояс меридиональных разломов в Северном Ледовитом океане проходит по о-ву Новая Земля, а затем в районе 60° в. д. продолжается по Уральскому складчатому поясу. По зонам Алтаевского и Хорезм-Мургабского глубинных разломов он прослеживается до Ормузского пролива [12, 13, 15]. В районе 23° с. ш. пояс разломов смещается на 4° к востоку и продолжается между $58\text{--}60^\circ$ в. д. до Экваториального пояса широтных разломов в районе 8° с. ш., где смещается на 10° к востоку. Далее он прослеживается между $66\text{--}78^\circ$ в. д. по Аравийско-Индийскому и Центральному Индийскому срединно-океаническим хребтам до о-вов Исландия и Сен-Поль, потом по хребту Кергелен — до Антарктиды. На

ктичес
вой ча
ями и
дей до
латфор
м, кон
ствую
н. За
разло
жду 16
Макку
омов
о. ш. и
ещаете
и Юж
Новой
иональ
а. Ото
ся ме
нские
ую ч
халин.
оянско
у, вна
с. ш.
ому на
восто
омы до
где за
ребта

еански
ов в С
ходит
в ра
Уральс
там А
го гла
иваете
Земли:
15]. В
смеще
ется м

ного же
айоне
0° к в
Мак-Р
тается
мбеном,
который
выполнен,
как и
Индийс
антаркти
ческий х
ребет, де
вонско-
ским от
ложения
ми. Затем
Индийс
о-во-В
осточно
тихооке
анский
пояс раз
ломов
продолжа
ется че
рез рай
он юж
ного по
люса до
субмери
диональ
ного

ма планетарных поясов глубинных разло-
жений Земли:
1 — Атлантическо-Западнотихоокеанский; 2 —
Средиземноморско-Азиатско-Центральнотихоокеанский; 3 — Эквато-
ральный; 4 — Средиземноморско-Азиатско-
Центральнотихоокеанский; 5 — Южноафриканско-
Южноавстралийский; 6 — Северный; 7 —
Южный



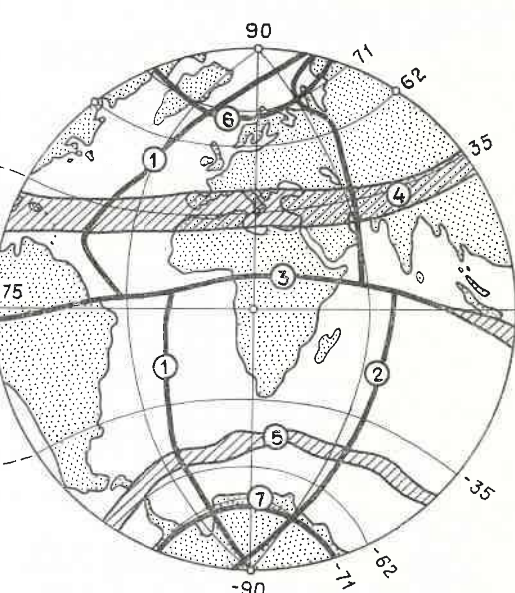
Южное полушарие



Северное полушарие



Западное полушарие



Восточное полушарие

риальный; 4 — Средиземноморско-Азиатско-
Центральнотихоокеанский; 5 — Южноафриканско-
Южноавстралийский; 6 — Северный; 7 —
Южный

грабена в горах Элсуэрта, сложенного
девонско-юрскими породами, далее —
между морями Амундсена и Беллинс-
гаузена и в океане между 104—
112° з. д. проходит по Восточно-Тихо-
океанскому срединно-океаническому
хребту, а севернее, через Калифорний-
ский залив, прослеживается в материк-
овой части Северной Америки по Кор-

дильерской рифтовой системе на границе с Северо-Американской докембрийской платформой. На севере континента он продолжается западнее реки Маккензи до моря Бофорта, по границе шельфа Северного Ледовитого океана до о-ва Новая Земля, являясь северной границей Восточно-Сибирской (Гиперборейской) докембрийской платформы.

Атлантическо-Западно-Тихоокеанский и Индийско-Восточно-Тихоокеанский планетарные пояса глубинных разломов делят литосферу Земли на четыре близких по размеру сегмента: Европийско-Африканский, Азиатско-Австралийский, Тихоокеанский и Американский.

Экваториальный пояс разломов [5] смещает почти на 30° северную и южные части Срединно-Атлантического рифтового пояса, ограничивает с юга западный выступ Африки. В Африке он проходит, по-видимому, между 4—6° с. ш. по возвышенностям, образуя водораздел между бассейнами рек Северной и Южной Африки. В Индийском океане он продолжается между 4° с. ш. и 10° ю. ш., изменяя субмеридиональное простираание структур Индонезийского архипелага на широтное и ограничивая с севера глубоководные желоба и островные дуги Новых Гебрид, Кермадек—Тонга и структуру о-вов Туамоту. Затем он прослеживается в районе разломов Галапагос и Маркизских о-вов, а в Южной Америке вдоль него образована Амазонская грабен-синклиналь.

Средиземноморско - Азиатско - Центральноамериканский пояс широтных разломов [4, 10] проявился в грандиозных складчатых поясах шириной от 5° до 10° между 15—44° с. ш. Средиземноморский геосинклинальный складчатый пояс на востоке переходит в Куньлунь-Циньлинский складчатый пояс. Далее он прослеживается в субширотных структурах на юге Японии, а в Тихом океане продолжается в районе Гавайских островов, ограничивая с юга Ширшовский разлом (170° в. д.). Затем пояс наблюдается в районе разлома Кларион, проходит через широтный Мексиканский вулканический пояс, Большую Антильскую островную дугу, район Азорских о-вов и замыкается в Средиземноморском складчатом поясе.

Южноафриканско- Южноавстралийский пояс широтных разломов протек в основном в океанической южнее Африки, Австралии и Южной Америки между 46—64° ю. ш. Он проходит по восточному оконечности Южной Америки, вдоль Южно-Антарктической островной дуги и Африканско-тарктического хребта. Восточнее продолжается через район островов Крозе и Кергелен, по Австралийско-тарктическому и Южно-Тихоокеанскому поднятиям и через котловину Линсгаузена замыкается в Южно-тильской островной дуге.

Северный пояс широтных разломов [4, 13] расположен между 60—72° с. ш. и проявлен изменением простираания Скандинавской складчатой системы с северо-западного на северо-восточное в районе Кольского полуострова, а также изгибом северной части Урало-Кавказского складчатого пояса, субширотными структурами Таймыра, Чукотки и восточной части Северной Америки, а также вулканизмом средиостровным на восточном и западном берегах Гренландии в районе 70° с. ш.

Южный пояс широтных разломов [2, 12] прослеживается на периферии Антарктиды в районе 65—72° ю. ш. и в некотором определении округло-изометрические границы этого материка.

Все планетарные пояса широтных глубинных разломов расположены симметрично друг к другу и имеют тенденцию к «опусканию» на 6—20° к направлению к южному полюсу в северном полушарии и «подъему» в южном полушарии северного полюса в восточном полушарии Земли. Эта асимметрия относительно оси вращения Земли, возможно, обуславливает несоответствие географических и магнитных полюсов.

С отроgonальной сетью планетарных разломов сопряжены пояса диагональных планетарных разломов (Аппалачский, Байкальский, Иртышский, Камчатский и др.).

Планетарные пояса глубинных разломов в континентальной коре и в литосфере постдокембрийскими зонами складчатости шириной у меридиональных поясов 200—700 км, а в широтных — до 1500 км. Пояса планетарных глубинных разломов являются границами докембрийских платформ и выводятся из глубин Земли в земную кору доминирующая часть траосновных массивов (Новая Земля).

встра-
ов пр-
ской к-
и Юж-
ш. П-
конча-
о-Ан-
икано-
точнее
остр-
страло-
океан-
вину
Южно

я, Новая Каледония, Филиппины, ония, Урал, Оман, Кордильеры, бас-ин Конго, Индонезийский архипелаг, едиземноморье, юго-западная Азия, ба).

Тектонические напряжения, возни-
ющие в литосфере, находят разряд-
в указанных поясах планетарных
зломов, к которым приурочена боль-
шая часть землетрясений планеты.

Образование геометрически правиль-
ной сети разломов, ориентированной
симметрично современной координат-
ной географической сетке, нельзя объ-
яснить без привлечения причин, имею-
щих общепланетарный характер, каки-

разло-
хду
нием
кладч-
на су-
п-ова,
Ураль-
иротн-
тки и
ерики,
еди до
ом бер-
ш.
разло-
периф-
ю. ш-
изомет-

являются ротационные силы Зем-
[2—4, 9, 10, 12—15]. Вращение

м-ли вызывает полярное сжатие, рав-
ное 0,003, а 4,5 млрд лет назад, когда
скорость вращения была в 12 раз боль-
ше, сжатие достигало 0,07 [3]. Напри-
мер, сжатие планет Юпитера, Сатур-
на, Урана и Нептуна, скорость враще-
ния которых сейчас в 1,5—2,5 раза бы-
стрее Земли, составляет от 0,02 до 0,1.

пр-жения, возникшие в литосфере
результате сжатия Земли, привели
к раскалыванию земной коры, причем
более интенсивным оно было в рай-
онах, описанных семи планетарных поя-

а. Большая часть планетарных раз-
ломов возникла на ранних стадиях
эволюции Земли и периодически акти-
вируется до настоящего времени.
В Срединно-Атлантическом хребте
возраст которого многие исследова-
тели считают мезозойским, установле-
ны докембрийские породы [8].

стойчивость ориентировки разно-
разных тектонических структур от-
носительно современной географиче-
ской системы координат можно объяс-
нить тем, что значительных перемеще-
ний оси вращения Земли не было [1,
5]. Под воздействием ротационных
сил происходят значительные горизон-
тальные перемещения литосферных

т, но не бессистемно, не путем их
вращения, как считают сторонники но-

инных
коре в
и зо-
ридно-
а в ш-
планетар-
ются гр-
тформ-
мную
часть
вая Зе

вой глобальной тектоники, а упорядо-
ченно, в основном вдоль широтных
глубинных разломов в плоскости вра-
щения планеты.

Таким образом, планетарная сеть
глубинных разломов является главным
фактором, первично определяющим по-
следующие деформации в земной коре,
эволюцию осадконакопления, магма-
тизма и металлогению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Об упорядоченности в рас-
положении зон диастрофизма на матери-
ках//Геотектоника. 1977. № 5. С. 44—55.
2. Воронов П. С. Очерк о закономерностях
морфометрии глобального рельефа Зем-
ли.—М.: Наука, 1968.
3. Джеффрис Г. Земля.—М.: Иностран. лит.,
1960.
4. Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его про-
исхождение.—М.: Госгеографиздат, 1962.
5. Краузе Д. К. Экваториальная зона сдви-
га//Система рифтов Земли. М., Мир, 1970.
С. 250—278.
6. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосин-
клинальных областях//Изв. АН СССР. Сер.
геол. 1945. № 5. С. 23—46.
7. Пейве А. В. Горизонтальные движения
земной коры и принцип унаследованно-
сти//Геотектоника. 1965. № 1. С. 30—37.
8. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атланти-
ческого хребта//Геотектоника. 1975. № 5.
С. 3—17.
9. Радкевич Е. А. Металлогенические про-
винции Тихоокеанского рудного пояса.—
М.: Наука, 1977.
10. Стопас М. В. Некоторые вопросы текто-
генеза//Проблемы планетарной геологии.
М., 1963. С. 222—240.
11. Суворов А. Н. Закономерности строения
и формирования глубинных разломов.—
М.: Наука, 1968.
12. Хаин В. Е. Общая геотектоника.—М.:
Недра, 1973.
13. Херасков Н. П. Некоторые закономерно-
сти в строении и развитии структуры зем-
ной коры.—М.: Изд. АН СССР, 1963.
14. Шатский Н. С. О глубоких дислокациях,
охватывающих платформы и складчатые
области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948.
№ 5. С. 39—50.
15. Шатский Н. С. О происхождении Пачелм-
ского прогиба. Сравнительная тектоника
древних платформ//Бюл. МОИП. Отд. ге-
ол. 1955. Т. 30. Вып. 5. С. 5—26.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Срединно-континентальная рифтовая система центральной части США — модель докембрийской структуры растяжения

А. Б. ДИКАС (Университет Висконсин, Сьюпириор, США)

Срединно-континентальная рифтовая система — наиболее значительный тектонический элемент, связанный с геологией докембрия Североамериканского континента. Эта структура растяжения выделяется по отчетливым гравитационным и магнитным аномалиям, данным региональной сети глубоких скважин и по классическому средне- и верхнекембрийскому (протерозойскому) поясу обнажений в районе оз. Верхнее. Стратиграфический разрез бимодально распределенных рифтогенных образований представлен приблизительно равными по мощности напластованиями платобазальтов, разделенных тонкими межпотоковыми кластическими отложениями, согласно перекрытым осадочными породами. В течение прошлого десятилетия в результате интенсивных исследований, проведенных американскими нефтяными компаниями, была проанализирована история развития этого рифта, в частности вопросы хронологии, стиля тектонического развития, структуры и промышленного потенциала. Отличительные особенности Срединно-континентального рифта — мощность его выполнения, двухстадийная история развития структур, перерыв в тектонической активности перед этапом полного океанического развития, а также высокий промышленный потенциал мирового класса.

В пределах территории 48 смежных штатов США были установлены три внутриконтинентальные рифтовые системы. На юго-западе США от северного Колорадо до южной части Нью-Мексико прослеживаются ориентированные по долготе обнажения все еще активной рифтовой системы Рио-Гранде. Далее на восток расположена рифтовая система Нью-Мэдрид, сходная с эокембрийской и представляющая собой глубинную структуру бассейнов рек Миссисипи и Огайо. К северу, в пределах Среднего Запада США, перекрытая на большей части осадками, и обнажающаяся только в районе оз. Верхнее, находится Срединно-континентальная рифтовая система длиной 2300 км, простирающаяся почти дугообразно от южного Канзаса на северо-восток к центральной части оз. Верхнее и на юго-восток в южную часть штата Огайо.

Из всех рифтовых систем Срединно-континентальная (СРС) является наиболее изученной и известной североамериканской структурой растяжения. Среди палеорифтов глобальной протяженности СРС, возраст которой

1,1 млрд лет, выделяется четко определенными геофизическими характеристиками и необычно мощными тектоническими и осадочными образованиями, двухстадийной тектонической рифтацией, обширными базальтовыми и весьма высокой медной минерализацией. С 1984 г. относительно нефтеносности рифт считается малозначительной провинцией.

Первые признаки СРС были зафиксированы в виде гравитационного минимума на трансконтинентальном профиле Северной Америки, проложенном Г. П. Вуллардом [45]. Последующие обширные гравитационные съемки показали, что эта аномалия могла продолжаться на северо-восток в бассейн оз. Верхнее. Позже авторы рассматривали данную аномальную зону как удлиненные гравитационные минимумы, рассеянные гравитационными максимумами [9]. Давший ей название «срединно-континентальный гравитационный максимум» Е. К. Тилл соотнес ее с докембрийскими платформами, обнажающимися вокруг западной части оз. Верхнее, и предположил, что центральный гравитационный минимум вызван протерозойскими базальтами и габбро, в то время как высокие гравитационные минимумы отражали скопления континентальных осадочных толщ приблизительно эокембрийского возраста. Последующие исследования А. Дж. Рудмана [32], В. Дж. Хинце и др. [19] показали, что срединно-континентальный гравитационный максимум проследовывается от бассейна оз. Верхнее на северо-восток в южную часть п-ова Мичиган и под Мичиганский бассейн. Это крыло срединно-континентального гравитационного максимума связано с поднятием «Срединно-континентальный гравитационный максимум». Исследования отдельных ученых [19, 28, 37] на протяжении 60-х годов в итоге привели к заключению, что объединенные срединно-континентальный и срединно-Мичиганский гравитационные максимумы — геофизическое проявление единой внутриконтинентальной структуры.

етко пр
харак
ми ма
празова
еской
ыми
инера
но неф
алоиз

ыли за
онного
льном

к в ба
рассме
зонин
е ми
и ей
ыный
Тил
ее из
ми по
уг за
ложн
ый
ми б
как
мумы
альн
льно
още
дман
[19]
нента
прос
нее н
ва М
н. Эт
нтин
имума
инно-
макс
учен
60-х
аклю
по-ко
ански
— геоф
нтри

рис. 1. Распределение региональных докембрийских комплексов на Среднем Западе США и их географическая связь с простирающимся Срединно-континентальным рифтовой системой (по



Р. Р. Андерсену [1]):

основные типы пород рифта: 1 — интрузивные и экструзивные, 2 — осадочные кластические; 3 — границы комплексов

вали первоначально развитый симметричный бассейн растяжения кристаллической земной коры, заполненный эффузивными и вулканокластическими породами. Последующие поля сжатия поздней фазы, вероятно, связанные с развитием Гренвильского орогенного пояса (Гренвильского фронта), сформировали центральный горст путем реактивизации грабенообразующих нормальных разломов.

К середине 80-х годов исследования рифтовых структур в Африке [4], СССР [47] и Европе [46] ясно показали, что структурной нормой геометрии рифтов является скорее асимметрия, чем симметрия. Такая рифтовая модель подчеркивает развитие глубинных коровых противоположных систем срыва, которые образуют региональную серию полуграбенов (тафроклиннов). На контактах наложения в отдельных полуграбенах обнаруживаются напластования выполняющих магматических и осадочных пород «противоположной геометрии».

С признанием СРС в качестве докембрийской малоизученной провинции, перспективной на углеводороды, за последние несколько лет были собраны, проанализированы и опубликованы огромные массивы геологических и геофизических данных. Полученная информация дает основание считать Срединно-континентальную рифтовую систему наиболее исследованной сре-

ди североамериканских рифтов и рассматривать ее как универсальную модель внутриконтинентального рифта, образованного непосредственно перед наступлением океанической стадии развития.

Стратиграфия и структура. Аномалия силы тяжести, фиксирующая местоположение и простираение СРС — наиболее крупная на гравитационной карте Северной Америки. Она прослеживается приблизительно на 2300 км от южно-центрального сектора шт. Канзас на северо-восток к бассейну оз. Верхнее, а затем на юго-восток в юго-восточную часть шт. Мичиган. Целостность этой гравитационной зоны необычна, поскольку она прерывается лишь в шт. Небраска, хотя в штатах Миннесота, Висконсин и Мичиган зарегистрировано несколько ответвлений в осевой ее части. Некоторые из ответвлений связаны с регионально развившимися системами разломов со смещением по простираению. Максимальная закартированная амплитуда аномалии приближается к 180 мгал при ее ширине от 25 (шт. Миннесота) до 225 км (район оз. Верхнее).

Исследования обнажений и керн скважин указывают на прямую связь между гравитационным полем и характером породы в СРС. Центральные максимумы отражают горст, сложенный мощной мафической вулканической толщей ($2,9\text{--}3\text{ г/см}^3$), перекрытой в разрозненных местах осадочными породами небольшой мощности. Соседние минимумы соответствуют мощным толщам слабоуплотненных конгломератов, песчаников и сланцев (средняя плотность $2,6\text{ г/см}^3$), наложенным на глубоко захороненные вулканические породы, аналогичные слагающим горст. Необычно высокая интенсивность поля силы тяжести, связанная с фланговой структурой рифта, объясняется мафическими интрузиями, обладающими плотностями, сходными с таковыми рифтовых вулканических пород.

Магнитное поле, отражающее СРС, адекватно определяет ее пространственные характеристики, однако не так четко, как его гравитационный аналог. Хотя наложение магнитной вулканической породы на преимущественно немагнитные осадочные толщи позволяет осуществлять идеальное моделирование, интерпретация таких исследова-

ний часто затруднена вследствие высокой намагниченности лав, которая в 3—5 раз превышает индуцированную магнитную составляющую [40]. Кроме того, остаточный вектор базальта имеет как нормальную, так и обратную намагниченность.

Несмотря на то, что треть территории центральной части США определена как эпицентр умеренных землетрясений, корреляция сейсмической активности со структурой СРС не проведена соответствующим образом. При проецировании структуры СРС на карту локализации региональных центров выясняется, что в большей части этой рифтовой структуры отсутствуют поддающиеся регистрации сейсмические тектонические явления.

При изучении СРС наиболее важным является метод отраженных и преломленных волн. В начале 60-х годов результаты исследований верхней мантии и верхних горизонтов коры оз. Верхнее показали, что северное продолжение СРС характеризуется комплексом скоростей, свойственным для береговых отложений, глубина границы Мохоровичича превышает 50 км, а проявление высокой скорости в осевой части структуры дает основание прогнозировать продолжение рифта по побережью [15].

В последнее десятилетие 1970—1988 гг. отмечался настоящий бум сейсмической съемке территории США. Консорциум по континентальному профилированию методом отраженных волн осуществил сейсмическую съемку по профилям в районах рифтов окончаний в Канзасе и Мичигане, применив методику 20-секундного полного временного пробега отраженных волн. Сообщения по этим исследованиям [5, 34] были особенно полезны для оценки сейсмической стратиграфии и структурной геометрии. В целях нарушения промышленных залежей углеводородов в породах рифта были собраны данные по нескольким тысячам километров сейсмических профилей, которые использовались главным образом при приповерхностных исследованиях, поскольку средняя глубина исследования составляла лишь 6 с полного времени пробега. В результате публикации работ консорциума США и Канады, осуществленных по Международной Многоотраслевой программе изучения эволюции коры в рай

Группа	Канзас	Небраска	Айова	Миннесота	Висконсин	Мичиган	Приблизительный возраст (млрд лет)	Магнитная полярность
Кивинованская надгруппа	Верхний отдел	Санта Раис	Красноцветные кластогенные породы	Песчанник Хинкли	Серия Бейфилд	Песчанник Чекамегон Песчанник Дэвилз Айленд Песчанник Ориента Песчанник Джасовилл	1,060 1,075 1,094	Нормальная
Кивинованская надгруппа	Средний отдел	Фундамент	Вулканические породы Тор	Свита Солор Черч	Серия Оропто	Свита Фреда Свита Нансач Конгломерат Колпер Харбор	1,097 1,108 1,109 1,340	Обратная
Кивинованская надгруппа	Нижний отдел	Фундамент	Вулканические породы Тор	Дулуцкий комплекс	Вулканические породы Чикагоана	Вулканические породы Портдж Лэйк Амникон Габбро Меллен	1,097 1,108 1,109 1,340	Обратная

2. Схема корреляции толщ Кивинованской группы среднепротерозойского возраста, данных со Срединно-континентальной риф-

товой системой (по [1], [12], [43], [44] с некоторой модификацией автора)

ликих озер (GSIMPCE), CPC полу- статус рифтовой системы между- одного класса. В CPC в районе Верхнее (по методике полного вре- и пробег в 20 с) фиксируется наи- ее мощная кора на Североамери- ком континенте, а также наиболь- мощность вутрикатонных рифто- отложений на Земле [2], а сам он документируется как централь- грабен с типичной геометрией че- ующей асимметрии, сильно зату- щей дорифтовой корой и двухста- ной тектонической историей растя- ния — сжатия [6].

полный стратиграфический разрез не установлен в связи с редкой ю глубоких скважин, а также янием рифтовой структуры на стра- рафию. Однако может быть по- рена сводная колонка на основе ошо исследованных разрезов маг- ических и осадочных пород, выхо- их на поверхность в районе Верхнее. Эти обнажения выделяют- в виде стратиграфического подраз- нения, известного под названием «кивинованская надгруппа» средне- терозойского возраста и состоящего имум из 17 толщ (снизу вверх): ональные песчаники (толща 1),

подстилающие по меньшей мере 8 от- отдельных, но приблизительно одново- растных вулканических разрезов (тол- щи 2—9), связанных с переслаиваю- щимися кластитами (толща 10) и ин- трузиями различного химического со- става (толща 11), перекрытыми ше- стью свитами поствулканитов, конгло- мератов, песчаников и сланцев (толщи 12—17), объединенными в 2 группы (рис. 2). До недавнего завершения бу- рения нескольких разведочных сква- жин значительной глубины протяжен- ность указанных пород вдоль частей CPC, удаленных от обнажений района оз. Верхнее, оставалась малоизвестной. С появлением этой информации [1, 3] сводный разрез оз. Верхнее был под- твержден в качестве опорного страти- графического разреза для всей рифто- вой структуры. Приведем краткое опи- сание сводного опорного разреза.

Толща 1. В пределах западной поло- вины бассейна оз. Верхнее перекрытые базальтами три кварцевые свиты сла- гают основание Кивинованской над- группы: Бессемер в Висконсине и сви- ты Ноупминг и Паквунге в Миннесоте. В основании их залегают конгломера- ты, а свыше 90 % каркаса составляют кварцевые зерна, имеющие зрелый ха-

рактер (хорошо сортированные и окатанные). В двух местах в кровле свиты отмечается деформация мягкого осадка перекрывающими подушечными базальтами потока. Выходящие на поверхность толщи никогда не превышают 85 м. Р. В. Оджакангас и Г. Б. Мори [29] предполагают, что они являются литостратиграфическими аналогами, накопление которых происходило на разветвленной аллювиальной равнине потоками, текущими в мелкий бассейн.

Толщи 2—9. Во время вулканической стадии развития СРС оливиновые толеиты, богатые алюминием, внедрились по меньшей мере в 8 отдельных бассейнах района оз. Верхнее. Покровы этих лав, охватывающие площадь свыше 100 000 км², составляют одно из самых крупных базальтовых плато в мире. Платобазальты были нормальными, за исключением лишь двух вулканических останцов. В северо-восточной Миннесоте и северном Висконсине мощность их составляет около 10 км, тогда как в экструзии у побережья оз. Верхнее, как показали анализы съемок отраженными волнами [6], она достигает 20 км. Дж. Б. Пейсиз и Д. В. Дэвис [30] подсчитали, что между извержением самого древнего известного потока — базальтов свиты Сименс Крик и самого молодого — Лэйк Шор Трэпс в Мичигане прошло 15 млн лет (от 1,109 до 1,094 млрд лет). В различных районах бассейна оз. Верхнее эти лавы называются по-разному в зависимости от палеомагнитных и химических характеристик, типа эрозии и особенностей геофизических полей (см. рис. 2).

Толща 10. В пределах вулканической толщи бассейна оз. Верхнее переслаиваются многочисленные слабо проявленные красноцветные грубозернистые осадочные пласты ограниченной протяженности. Они колеблются по мощности от одного сантиметра до нескольких десятков метров и в общем составляют около 5 % вулканического разреза [23]. Источник большинства обломков (до 90 %) — эродированные сопутствующие лавы. Анализ обстановок показывает, что осадочные породы отлагались главным образом в пределах аллювиального конуса выноса и паводковыми потоками выносились в центральную часть развивающегося бассейна оз. Верхнее.

Толща 11. В вулканический разрез (толщи 2—9) внедрились массивные щелочные и слоистые тела с сопутствующими им дайками и пластовыми интрузиями. Наиболее хорошо известны из таких тел — комплекс Дулут (Дулут-бро) в Миннесоте, Меллен в Висконсине и Коулдвелл из канадской провинции Онтарио. Лишь один комплекс Дулут с вычисленной минимальной мощностью 20 км закартирован на площади 70 000 км² [24]. В глубоководной скважине, пробуренной в Канзасе в 1984 г., были вскрыты в разрезе [3] 100 м однообразного (~1,1 млрд лет) габбро. По геохимическим анализам в поясе обнажений оз. Верхнее можно установить хроностратиграфический разрез, включающий как щелочные — кварцевые, так и оливиновые толеиты [41].

Толщи 12—14. Слагают серию Оронон (снизу вверх): конгломераты Коппер Харбор, свита Нансач и песчаники Фреда. Эта серия на 40 % состоит из песчаников и на 60 % из сланцев, мощность ее превышает 5000 м. Все три свиты литологически объединены единым составом тяжелых минералов с уменьшением размерности зерен в направлении по разрезу и латерали, а также обилием источником магматического материала (кивинованского).

Толща 12. Конгломераты Коппер Харбор согласно перекрывают лавы толщ 2—9, локально переслаиваются с ними. Мощность их превышает 1700 м, причем 1/3 разреза приходится на основные вулканы. Это напластование представляет собой разрез уменьшающейся вверх размерности бурых, аркозовых галечниковых конгломератов, состоящих преимущественно из вулканических обломков. Реже встречаются осадконакопления — аллювиальные конусы выноса. Во вторичных песчаных фациях обнаружены осадочные структуры мелководного потока и чей воды. Наличие последней подтверждается и локальным присутствием водорослевых строматолитов.

Толща 13. Свита Нансач легко узнается в поле по ее серому (до черного) цвету, находящемуся в резком контрасте с красноватыми тощими и согласно залегающими фациями — пластами Коппер Харбор Фреда. Эта толща самая маломощная среди подразделений серии Оронон, 200 м. Текстура песчаников и сла-

ляция вдоль и поперек СРС, с чего и началось изменение структурных представлений. Двумерные сейсмические исследования дали основания для отрицания симметричной модели сжатия и подтверждения двухстадийной истории структурного развития. Данные стратиграфии по отраженным волнам, ограниченные корреляцией береговых обнажений, ясно показывали, что центральная структура СРС развилась первоначально как грабен, что согласуется с развитием рифтов во всем мире. Этот ранний грабен был ограничен с одной стороны активными разломами, а с другой — шарнирной линией, что позволяло сейсмически активному флангу действовать как конседиментационный разлом с рифтовым выполнением (вулканика и осадочная порода) на его развивающемся уступе. Однако одновозрастные толщи на шарнирном фланге были значительно тоньше. Асимметричные стратиграфические конседиментационные структуры, а также смещение центральной части рифта свидетельствуют о двухстадийном развитии СРС: за ранней нормальной стадией растяжения последовала стадия сжатия.

Во вторую (горстовую) стадию превалировало дальнейшее развитие рифта, претерпевшее воздействие сейсмических смещений с образованием тех же самых ковшеобразных разломов, определяющих первоначальный грабен. Этот структурный стиль наиболее нагляден в бассейне оз. Верхнее [6], но проявляется и в сейсмических профилях до самого южного штата Айова [7, 22].

Направление или полярность структурной асимметрии изменяется на 180° вдоль оси СРС, фиксируя тем самым сегментный характер рифта. Каждый сегмент идентифицируется по его собственной стратиграфической структуре изопакит и полярности. СРС рассматривается как состоящая из 5 рифтовых «зон» первого порядка — Канзас, Айова, Сьюпириор, Макино и Моми (рис. 3). Данные зоны устанавливаются на основании главных перерывов в гравитационных и магнитных структурах, сейсмической корреляции, составов комплексов и анализов скважин [10]. Зоны могут подразделяться на ряд структурно независимых бассейновых «единиц», отличающихся различной полярностью стратиграфических

изопакит и разделяемых оперяющими шарнирными сбросами. В пределах Сьюпириор выделяются четыре единицы, получившие название Мани-Онтонгон, Брул и Чисаго (см. рис. [13]). Отдельные совокупности изопакит, картирующие наложенные единицы, отличаются симметричной полярностью, чередующейся с асимметричной перпендикулярностью по отношению к простиранию оси СРС.

История развития чередующейся асимметричной геометрии Среднего континентального рифта была разработана с использованием концепций появившихся в середине 80-х годов после интенсивного исследования современных рифтовых систем Восточной Африки [4]. Легкость, с которой ранняя история СРС увязывается с современной историей развития африканских рифтов, свидетельствует о том, что 1 млрд лет назад СРС развивалась нормально и приближалась к океанической фазе растяжения, когда ее непрерывный рост был прекращен региональными силами сжатия.

Образование и история развития
История образования и развития СРС установленная с надежной степенью точности лишь в последние годы, представляет собой одну из наиболее хорошо документированных летописей развития рифта на раннем этапе, подтверждаемую региональной гравитационной и магнитной съемками, сейсмическим профилированием и несколькими разведочными скважинами большой глубины. Последовательно представленных здесь событий будет рассмотрена на примере бассейна оз. Верхнее (рис. 4).

Временной интервал: 1,2 млрд лет до 1,109 млрд лет. Региональные напряжения растяжения в пределах верхнего среднезападного сектора Протосевероамериканского кратона способствовали созданию синклинального бассейна. В то время Североамериканский кратон составлял приблизительно 1/3 современного континента [26] и располагался в центре на несколько градусов южнее экватора [33]. В области развития кратона (возраст пород 3,3 млрд лет до 1,6 млрд лет) сформировалась структура северо-восточного — юго-западного простирания в виде дугообразной впадины, функционировавшей как бассейн отложения эродированных кварцевых кластических

ряющи
 делах
 тьре е
 Манв
 м. рис.
 и изо
 де еди
 й пар
 асим
 о по от
 РС.
 кующе
 средин
 а раз
 концеп
 годов
 иа сов
 осточ
 рой р
 с сов
 африк
 т о т
 разви
 алась
 иа, ко
 рекра
 я.
 развиг
 тия СР
 степе
 ды, пр
 более
 метопи
 апе, п
 авита
 , сейс
 есколь
 ми бо
 ельно
 ий бу
 бассей

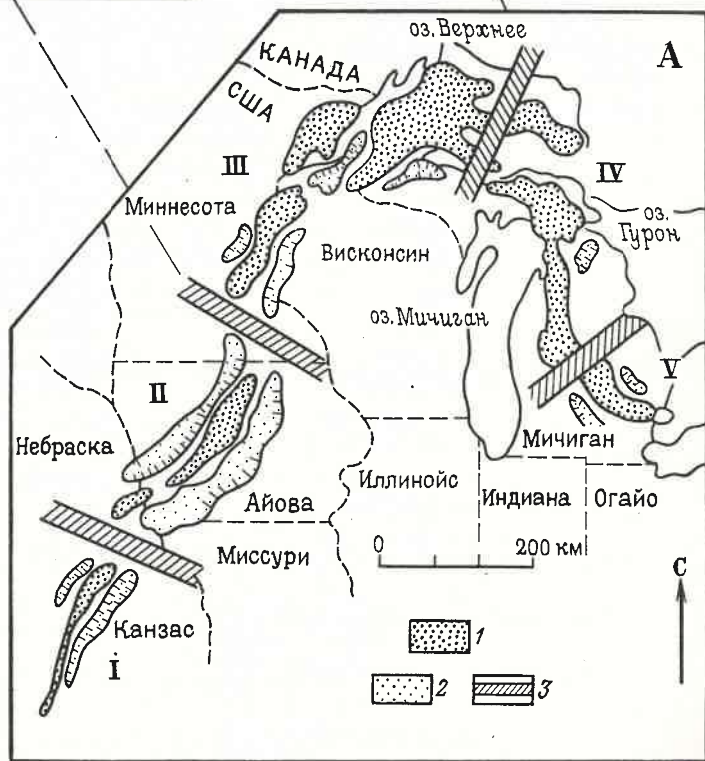
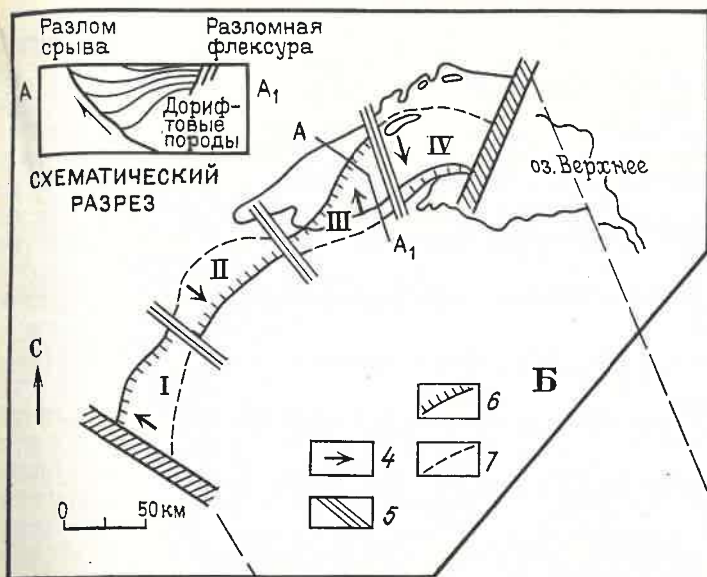


рис. 3. Дифференциация структурных зон первого порядка в СРС (А) и структурной «единицы» второго порядка зоны Сьюпириор (Б): 1 — Канзас, II — Айова, III — Сьюпириор, IV — Макино и V — Моми; относительные аномалии Буге: 1 — максимумы,

2 — минимумы; 3 — оперяющие разломы первого порядка; 4 — направление смещения; 5 — оперяющие разломы второго порядка; 6 — фланг активного разлома; 7 — фланг второстепенного разлома, блоки на рис. 3, Б: 1 — Чисаго, II — Брул, III — Онтонангон, IV — Маниту

разований, доставленных потоками, поступающими внутрь от периферии впадины в осевые озера. Песчаниковые породы (толща 1) приблизительно однозростные отложились, возможно, по нему простирацию зарождающегося

рифта, хотя они зафиксированы лишь в поясе обнажений оз. Верхнее и в силу малой мощности и однородности не могут быть установлены с помощью сейсмостратиграфической корреляции (см. рис. 3, А).

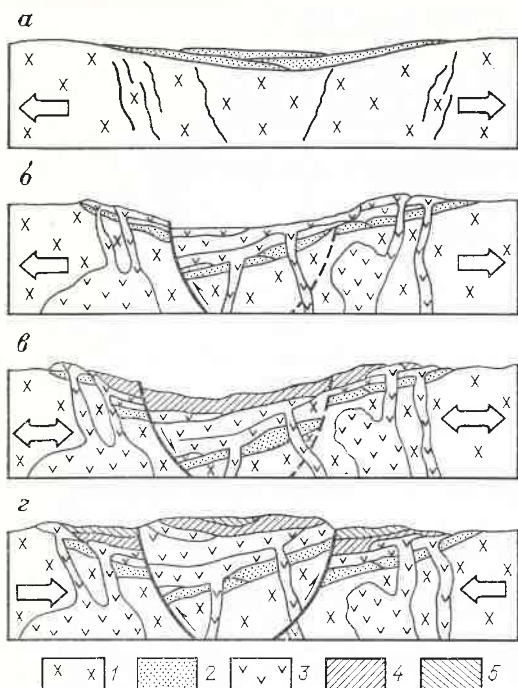


Рис. 4. Летопись развития Срединно-континентального рифта: а — начало растяжения коры, б — разрыв коры, в — формирование главного центрального грабена, г — преобразование грабена в горст.

1 — кора Лаврентия; 2 — кластические породы; 3 — базальты; 4 — толщи серии Оронто; 5 — толщи Бейфильд

Временной интервал: 1,109 млрд лет — 1,094 млрд лет. Растяжение продолжалось до разрыва литосферы, что обусловило развитие транскоровых систем даек, которые поставляли бимодальную, главным образом, толеитовую и, в меньшей степени, риолитовую магму к поверхности из глубинных коровых и внешних мантийных источников. Эти лавы образуют петрологический каркас СРС, отчетливо отражающийся в гравитационном и магнитном полях.

В результате экструзий, в основном в виде трещинных извержений, в течение 15 млн лет к внешнему слою коры добавилось максимум 20 км вулканической породы. Эти извержения не были одновременными и развивались спорадически в пределах изолированных или перекрывающих депоцентров (толщи 2—9). Было закартировано несколько несогласий, причем диаистемы отмечены тонкими, локально обширными межпотоковыми кластическими осадочными толщами (толща 10).

Мощность отложения лав контролировалась развитием межрифтовых асимметричных систем разломов, разделяющих ряд наложенных центральных полуграбен. Линии изопакитов региональных лав сгущаются к центральным, свидетельствуя об общем погружении бассейна, происходящем одновременно с извержениями вулканической породы. Активный фланг отдельного полугабена действовал как локально ценные центры лавовых потоков, контролируемых силой тяжести. По космическим материалам видно, что полуграбеновые системы разломов, в форме ковшеобразно-нормальные, образовывались с глубиной в плоскости срыва, берущие начало вблизи Мохоровичича. Самые мощные лавовые толщи приурочены к центральному грабену, но клинообразные базальтовые залежи рифтового фланга позволяют говорить о случайных покрытиях выступа грабена сопровождающимися извержениями. При развитии систем питающих даек вне пределов известного лавового поля предполагается, что первоначальная площадь экструзии превышала известную горизонтальную протяженность СРС. В процессе постепенного рассеяния астеносферных тепловых источников региональный рост синклинали и грабена замедлялся. Интрузивное и экструзивное развитие этих мафических магматических пород происходило во время двух периодов магнитной полярности, при этом более ранний был обратным (рис. 3, Б).

Временной интервал: 1,094 млрд лет до ~1,007 млрд лет. Примерно в 1,094 млрд лет назад вулканическая активность в бассейне оз. Верхнее постепенно затухала. С затуханием растяжения рифта и эволюцией рифта бассейна кластические образования серии Оронто (толщи 12—14) переместились в главный центральный грабен и смежные фланги. Переход от основных магматических к осадочным кластическим породам был постепенным, создающим согласные взаимные контакты. До получения информации по глубокому бурению считалось, что толщи серии Оронто отложились лишь в пределах центрального грабена. Установление толщи в 2600 м осадочных пород в скважине, пробуренной в западном сегменте Айова в СРС [43], а также

контроль рифтовых пород в глубокой скважине
мол, она п-ве Верхний в Мичигане являются
центра убедительным доказательством, под-
опакит верждающим распределение пород
к ценОронто в горизонтальном и осевом
огруже, продолжении СРС. Литологические ис-
времен, следования свит Оронто свидетель-
поступают, что большая часть этой серии
ного по локально была переотложена через
ально фозию экстрезивов толщ 2—9 с пере-
оков, вросом на короткое расстояние в цен-
е. По альный рифт.

о, что Хотя в это время продолжалось
омов, бросообразование, величину такой де-
льные, формации невозможно определить, по-
в в плоскую свиты из серии Оронто в ос-
близи овном не картируются отраженными
е мощзолнами, что затрудняет сейсмическую
ы к корреляцию и исследования конседи-
ообразментационных разломов. Общая дву-
ого фмерная геометрия серии Оронто пока-
случайывает, что характерное асимметрич-
а ироное погружение, которое происходило

Приво время экстрезии рифтовых лав, на-
к вне чало уменьшаться в этот период в сто-
поля прону более симметричного тектониче-
плоского смещения вдоль обонх плеч цен-
ную ального грабена. В. Ф. Кэннон и др.
СРС. [6] предполагают, что во время этой
носферстадии связанное с рифтом погруже-
иональное сильно уменьшилось при продол-
замеджающемся развитии бассейна, контро-
воме впируемом тепловым переносом и уси-
натичеиваемом седиментационной нагруз-
двухой. Конечный акт роста рифта может
ти, прить документирован интрузией риоли-
ным тов, датируемой приблизительно
1,007 млрд лет [1], установленной в
4 млрд пределах песчаника Фреда в Мичига-
Приме. Согласно С. Г. Генри и др. [18],
песчаник Фреда, самая молодая из
хнее свит серии Оронто, локализуется в суб-
атуха, экваториальной области — 1,2° с. ш.
ией ре (см. рис. 4, в).

Временной интервал: менее 1,007 млрд
лет. После отложения серии Оронто
эти толщ претерпели региональное
складкообразование, локально с вра-
щением свыше чем на 90°. Данная де-
формация отмечает конец цикла растя-
жения — роста СРС и начало заро-
ждения региональных сил сжатия, пре-
образующих описанную структуру в
теорифт. Обратные смещения имели
место вдоль тех же самых плоскостей
разломов, которые определяли перво-
начальный центральный грабен, пре-
образуя его в горст. После ранней ин-
тенсивной фазы цикла деформации
произошло региональное несогласное

отложение толщ серии Бейфилд, глав-
ным образом в пределах фланговых
бассейнов. В центральной структуре не
были найдены породы серии Бейфилд,
но сейсмостратиграфическая интерпре-
тация предполагает наличие их над
горстом у побережья оз. Верхнее. В то
время как толщии серии Бейфилд ре-
гионально характеризуются очень низ-
кими падениями, локальная деформа-
ция вблизи систем разломов у рифто-
вой оси является свидетельством того,
что сжимающая фаза тектогенеза не
окончилась полностью вплоть до Бей-
филдского времени.

Источники сноса этих пород четко
не установлены. Так, В. Д. Майерс
[27] подтверждает переработанный ис-
точник серии Оронто, тогда как
Р. В. Оджакангас и Г. Б. Мори [29]
считают, что произошло переотложе-
ние из более древнего гранитного ком-
плекса. Источник сил деформаций, вы-
зывающих переход СРС в активную
структуру, неизвестен, однако боль-
шинство указывают на связь его с ак-
тивностью в пределах Гренвильского
орогенического пояса. Общеизвестное
окончание СРС в южном Мичигане от-
носительно Гренвильского фронта
плюс перекрытие во времени тектони-
ческой активности Гренвильского оро-
гена (1,2 млрд лет — 0,9 млрд лет)
[36] и СРС являются факторами, сви-
детельствующими о причинной и дей-
ственной связи между этими структу-
рами (см. рис. 4, г).

Хотя общепризнано, что фанерозой-
ские бассейны часто развиваются над
реактивизировавшейся докембрийской
структурой, западное ответвление СРС,
по-видимому, является исключением.
Здесь отсутствует пространственная
корреляция между бассейнами СРС
[11] и более молодыми палеозойскими
бассейнами. Однако может существо-
вать связь между Мичиганским бассей-
ном палеозойского возраста и подсти-
лающим восточным ответвлением СРС.
Даже при слабой изученности этого
ответвления вследствие захоронения
под 5000 м более молодых пород и
редкости скважин, пробуренных до
фундамента, тектоническая история
СРС играет значительную роль при
поиске кембрийско-ордовикских угле-
водородов в Мичиганском бассейне.

Большинство ученых полагает, что
структура СРС заканчивается в юго-
восточном Мичигане. Однако послед-

ние данные по бурению и сейсмическая идентификация в долине р. Огайо полуграбена допалеозойского возраста, подстилаемого базальтами и выполненного кластической красноцветной толщей, которая очень сходна с толщами Кивинованской надгруппы, подтверждают мнение меньшинства о том, что структура СРС возможно, продолжается на юг вплоть до штата Теннесси [14].

Экономическая геология. В исследовании, анализирующем рифтовые системы с экономической точки зрения, Е. И. Роббинс [31] указывал, что оруденение тесно связано с процессами рифтогенеза. При наличии этих процессов отмечаются сильный тепловой поток, переменная стратиграфия материнских коллекторских пород, продуктивная биологическая активность, концентрация органических веществ и растворов, озера, богатые H_2S , разломы-ловушки и образование поверхностей раздела окисления — восстановления. В результате сформирована свита отложений с содержанием ископаемого топлива, сульфидов Cu , Pb , Zn , U , фосфатов, флюорита и молибдена. В аналогичном исследовании выявлено также, что рифтовые осадочные породы составляют 5,5 % площади 600 мировых нефтегазоносных бассейнов, что соответствует 10 % современных мировых запасов углеводородов [21]. Предполагается, что в будущем с рифтами будет связано до 25 % нефтегазовых ресурсов.

В пределах СРС с 1844 г. добывается медь из вмещающих вулканических и осадочных пород на территории округа Кивино в шт. Мичиган. При наличии более сотни все еще действующих рудников суммарная добыча свыше 11 млрд фунтов меди возводит эту область в статус мирового класса. Главная добыча велась из отложений, залегающих в виде выделений открытого пространства и замещений в кровлях потоков вулканической свиты Портейдж Лейк (верхняя часть толщи 2—9) (см. рис. 3) и некоторых межпоточковых конгломератов (толща 10). Исследования показывают, что минерализация связана с гидротермальными растворами, восходящими из глубинных рифтовых метаморфизованных вулканических депоцентров [42]. В одной генетической модели увязывается минерализация с близостью к мета-

морфической границе эпидота — пеллиита. Между 88 и 89° з. д. локализованы главные запасы меди в пределах 8 различных конгломератных амигдалоидных, пепловых или трещиноватых стратиграфических горизонтов.

Единственный действующий рудник в этой области — Уайт Пайн, расположенный вблизи границы Мичиган-Висконсин. Месторождение дает халькозин (80 % добычи) и природную медь, а также небольшое количество природного серебра из свиты Нанс (толща 13). Приблизительно стратиграфическая минерализация регионально пересекает литологические контакты, иногда достигает самой верхней песчаной пачки конгломератов Комп Харбор (толща 12). Медь присутствует в 5 различных сланцевых толщах в количестве 1—3 % в зависимости от структуры, разломообразования, проницаемости и содержания органического вещества. Многочисленные исследования модели рудника такого типа свидетельствуют о том, что вскоре после отложения вмещающей породы осаждение происходило везде, где богатые медью растворы встречали благоприятные обстановки.

Разведочными работами в 70-х годах в пределах нижних фаз габброидного комплекса Дулут установлены потенциально значительные запасы ванадия, кобальта и элементов платиновой группы (толща 11). Такой тип оруденения, возможно, обусловлен прохождением мантийной магмы через богатые серой дорифтовые раннепротерозойские вмещающие породы [3]. Дальнейшая оценка этих отложений была прекращена в целях охраны окружающей среды.

Разведка на нефть и газ в районе СРС откладывалась до тех пор, пока геологическое сообщество не смогло преодолеть давно сложившееся отрицательное отношение к докембрийским комплексам как малоперспективным. Открытие в 1962 г. промышленных запасов нефти и газа рифейского возраста в Лено-Тунгусском регионе Восточно-Сибирской платформы СССР [39] изменило мировое научное мнение относительно присутствия мантийных и коллекторских пород в докембрийских бассейнах. В этих других комплексах рифты стали считаться перспективными районами из-

а — пу- чительного объема осадочных по- локалы по отношению к поверхностной в предшад, высокому содержанию кла- ератныки, геотермическому градиенту ттреще нормального и присутствию мно- торизоратных ловушек в складках и не- ласиях, обусловленных сложными рудныковыми движениями. В США до- располбрий явился объектом исследова- чиганч в силу вышперечисленных харак- ет халлистик и признания того факта, что ироднущиство крупных нефтепродуктив- личестх бассейнов относятся к категории Нансесейнов с многосложной тектониче- стратой историей развития.

ональ Исследования докембрийских толщ такты свитах Миннесота и Нансач, пред- итисчеленных образцами из мичиганско- Коппрудника Уайт Пайн, не оказались утствунадеживающими. В Миннесоте пи- дах в китические анализы углеводородсо- сти жкащих сланцев — эквивалента слан- ия, пр Оронто дали результаты, свиде- ническхствующие об отсутствии углеводо- исслелдного потенциала [17]. Аналогичные го тивульаты были получены после ана- коре пза базальных черных сланцев зоны породной минерализации в Уайт Пайн, где бс более оптимистичной интерпрета- али всей, позволяющей приурочивать дан- е толщ к газогенерирующей ста- 70-х м. Несмотря на эти неутешительные аббровзоды, остается необъясненным очень тены лжное явление: в течение нескольких асы нятилетий на глубине 700 м в руд- латике Уайт Пайн наблюдались проса- тип орзания, состоящие из парафинистой, тен прикосернистой нефти плотностью 32° через 6 Н, косвенно датируемой в 1,047 млрд протер [20], что позволяет относить ее, ы [35]отно, к самым древнейшим извест- ложен жидким углеводородам мира.

охран Источником этой нефти является нсланцевые толщ свиты Нансач, в райо ожившиеся в эвксинской озерной ор, по становке. В районе ее обнажения у смог Верхнее свита Нансач прослежи- ся отр ется от п-ова Кивино в Мичигане ирийски окраин северо-западного Висконси- ктивны В разведочных работах особое вни- нных зие уделялось возможности обнару- ния эквивалентных толщ озерной оне Ва ты Нансач в других районах по СССР стиранию рифта: как в централь- ное мн так и во фланговой частях струк- я мат. В последние годы в СРС были од в д бурсны 3 разведочные скважины их дре ордной глубины: в Канзасе, Айове считат Мичигане. Хотя все они не имели ни из- мышенного значения, каждая из

них дала возможность значительно пополнить данные о геологии рифтов. По материалам канзасской скважины подтвердилось, что позднестадийные структуры сжатия присутствуют до са- мых окраин СРС, а Кивинованская надгруппа здесь содержит только мно- гочисленные коллекторские толщ. В скважине Айова были вскрыты 500 м толщ, эквивалентной свите Нансач, определенные подразделения которой, содержащие $S_{орг}$ в 1,4 %, можно клас- сифицировать как нефтематеринские породы. Эти толщ вписываются в си- стему серии озер типа свиты Нансач, располагавшихся локально по всему простиранию СРС. Предварительные выпуски информации о Мичиганской скважине подтверждают присутствие органических толщ Нансач в восточ- ном склоне СРС. Таким образом, из- вестно, что потенциальные нефтемате- ринские толщ расположены в преде- лах обоих склонов горста в СРС.

Бурение сухой скважины в одной толще рифта не означает, что соседние районы лишены углеводородов, т. к. не- обходимо принимать во внимание струк- турную дифференциацию зон и под- разделений в СРС в районе оз. Верх- нее [13] и предполагаемую для других районов в результате модельных ис- следований и сравнения с Восточно- Африканской рифтовой системой. Рай- он известных просачиваний нефти вдоль южного берега оз. Верхнее еще не разбурен. Оценка СРС в качестве нефтегазовой провинции еще далека от завершения.

Выводы. Североамериканский прото- континент возрастом около 1,2 млрд лет подвергся значительному растяжению вдоль дугообразной зоны длиной в 2300 км с центром в современном бас- сейне оз. Верхнее. Регионально струк- тура первой стадии может быть опи- сана как центральный грабен с боко- выми бассейнами, падающими внутрь к оси рифта, на субрегиональном уров- не центральный грабен рассматрива- ется в качестве наложенной серии по- луграбенов, структурно поляризован- ных друг к другу. Такая геометрия, в различной степени проявляющаяся в развивающейся Восточно-Африканской рифтовой системе, документирована сейсмической съемкой МОВ в районе оз. Верхнее.

Окончательное выполнение грабена произошло в периоды регионального

извержения платобазальтов, прерываемые этапами эрозии. Через 15 млн лет вулканическая активность прекратилась, и наступил длительный период отложения кластики, одновременного с рифтогенезом. Обломочные образования серии Оронто, осаждаемые в аллювиально-речных условиях, включают органические сланцы озерной обстановки, которые в настоящее время рассматриваются как потенциальные нефтематеринские толщи для скоплений углеводородов докембрийского возраста. До и во время отложения конечного ряда осадочных пород серия Бейфилд, полностью относящаяся к СРС, подверглась воздействию сил сжатия с юго-востока. Эти силы преобразовали региональную грабеновую структуру в горст, вызвав частичную эрозию толщ Оронто и неравномерное распределение обломочных свит серии Бейфилд.

На протяжении почти 100 лет в меднорудных отложениях, локализующихся в рифтовых базальтах и связанных с межслоевыми обломочными образованиями, велась добыча мирового уровня. В настоящее время эта рифтовая структура продолжает интенсивно изучаться не только в качестве потенциального источника нефти и газа, но и как хорошо сохранившаяся модель тектонического развития плит при растяжении до зарождения океанических комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson R. R.* Review of the Precambrian geological history of the central United States and the Midcontinent Rift system// Eischeid 1 deep petroleum test, Carroll County, Iowa: Special Report Series 2, Iowa Department of Natural Resources. 1990. P. 1—25.
2. *Behrendt J. C., Green A. G. and oth.* Crustal structure of the Midcontinent rift system: results from GLIMPCE deep seismic reflection profiles//Geology. 1988. Vol. 16. P. 81—85.
3. *Berendsen P., Borcharding R. M. and oth.* Texaco Poersch 1, Washington county, Kansas preliminary geologic report of the pre-Phanerozoic rock: Open-file Report 88—22, Kansas Geological Survey. 1988.
4. *Bosworth W. J., Lambiase J. and Keister R.* A new look at Gregory's Rift: the structural style of continental rifting//Eos. 1986. Vol. 67, P. 557, 582—583.
5. *Brown L., Jensen L. and oth.* Rift structure beneath the Michigan basin from COCORP profiling//Geology. 1982. Vol. 10. P. 645—649.
6. *Cannon W. F., Green A. G. and oth.* North American Midcontinent rift basin: Lake Superior from GLIMPCE seismic reflection profiling//Tectonics. 1989. Vol. 8. P. 304—332.
7. *Chandler V. W., McSwiggen P. L. and oth.* Interpretation of seismic reflection, gravity, and magnetic data across middle Precambrian Mid-Continent Rift System, western Wisconsin, eastern Minnesota, central Iowa//Amer. Assoc. Pet. Geol. Bulletin. 1989. Vol. 73. P. 261—275.
8. *Chase C. G. and Gilmer T. N.* Precambrian plate tectonics: the Midcontinent Craton//Earth and Planetary Science Letters. 1973. Vol. 21. P. 70—78.
9. *Craddock C., Thiel E. C. and Gross V.* Gravity investigation of the Precambrian of southeastern Minnesota and western Wisconsin//Jour. Geo. Res. 1963. Vol. 68. P. 6015—6032.
10. *Dickas A. B.* Seismologic analysis of the Midcontinent rift development of the Midcontinent rift//Precambrian petroleum potential of Wisconsin and Michigan. Geoscience Research, Wisconsin Geol. and Nat. History Survey. 1986a. Vol. 11. P. 45—52.
11. *Dickas A. B.* The potential for oil and gas within the Midcontinent rift System//book 19-th Annual Geology Field Conference, River Falls (Wis) Geological Society. 1987. P. 31—37.
12. *Dickas A. B. (ed).* Lake Superior basin: development of the Midcontinent Rift System. Field Trip Guidebook T344, 28-th international Geological Congress. 1989. P. 62—63.
13. *Dickas A. B. and Mudrey M. G. Jr.* The central North American case for segmented rift development//Abstracts, 28-th International Geological Congress. 1989. Vol. 1. P. 396—397.
14. *Dickas A. B., Mudrey M. G. Jr. and oth.* The southward extension of the Midcontinent Rift System into Ohio, in preparation.
15. *Halls H. C.* Crustal thickness in the Lake Superior region//Geology and tectonics of the Lake Superior basin. Geol. Soc. of America Memoir 156. 1982. P. 239—243.
16. *Hamblin W. K.* Micro—cross—lamination in the Upper Keweenaw sediments of northern Michigan//Jour. Sed. Pet., 1961. Vol. 31. P. 390—401.
17. *Hatch J. R. and Morey G. B.* Hydrocarbon source rock evaluation of middle Precambrian Solor Church Formation, North Carolina Mid-Continent rift system, Rice County, Minnesota//Amer. Assoc. Pet. Geol. Bulletin. 1985. Vol. 69. P. 1208—1216.
18. *Henry S. G., Mauk F. J. and oth.* Magnetism of the upper Keweenaw sediments: the Nonesuch Shale and Sandstone//Canad. Jour. Earth Sciences. 1977. Vol. 14. P. 1128—1138.
19. *Hinze W. J., Kellogg R. L. and oth.* Geophysical studies of the Midcontinent geology of southern peninsula of Michigan//Amer. Assoc. Pet. Geol. Bulletin. 1975. Vol. 59. P. 1562—1584.
20. *Kelly W. C. and Nishioka G. K.* Precambrian oil inclusions in late veins at White Pine, Michigan, role of hydrocarbons on copper mineralization at White Pine, Michigan//Geology. 1985. Vol. 13. P. 334—337.

- and oth. 1. Klemme H. D. Petroleum basins-classification and characteristics//*Jour. Pet. Geol.* 1980. Vol. 3. P. 187—207.
- rift be 2. McSwiggan P. L., Morey G. B. and Chandler V. W. New model of the Midcontinent rift in eastern Minnesota and western Wisconsin//*Tectonics*. 1987. Vol. 6. P. 677—685.
- seismic 3. Merk G. P. and Jirsa M. A. Provenance and tectonic significance of the Keweenawan interflow and sedimentary rocks//*Geology and tectonics of the Lake Superior basin*. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 156. 1982. P. 97—105.
89. Vol. 24. Miller J. D. Middle Keweenawan intrusive igneous history//*Lake Superior basin segment of the Midcontinent rift System. Field Trip Guidebook T344, 28-th International Geological Congress*. 1989. P. 13—15.
- . L. and 25. Morey G. B. and Ojakangas R. W. Keweenawan sedimentary rocks of eastern Minnesota and northwestern Wisconsin//*Geology and tectonics of the Lake Superior basin*. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 156. 1982. P. 135—146.
- ection, g 26. Muehlberger W. R. The shape of North America during the Precambrian, in *Continental tectonics*.—*Natural Academy of Sciences. Studies in Geophysics*. 1980.
- middle 27. Myers W. D. The sedimentology and tectonic significance of the Bayfield Group (Upper Keweenawan?).—*Wisconsin and Minnesota: Ph. D. dissertation, Univ. Wisconsin— and Minnesota*. 1971.
- system, 28. Ocala L. C. and Meyer R. P. Central North American rift system: 1. structure of the axial zone from seismic and gravimetric data//*Jour. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 5173—5194.
- Minnesota, 29. Ojakangas R. W. and Morey G. B. Keweenawan prevolcanic quartz sandstones and related rocks of the Lake Superior region//*Geology and tectonics of the Lake Superior basin*. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 156. 1982. P. 85—96.
- t. Geol. 30. Pates J. B. and Davis D. W. Implication of high precision U—Pb age dates on zircons from Portage Lake volcanic basalts in Midcontinent rift subsidence rates, lava flow repose periods and magma production rates//*Inst. Lake Superior Geol. Proc. and Abstracts*. 1988. P. 85—86.
1975. 31. Robbins E. I. Accumulation of fossil fuels and metallic minerals in active and ancient rift lakes//*Tectonophysics*. 1983. Vol. 94. P. 633—638.
- Precambrian 32. Rudman A. J., Summerson C. J. and Hinze W. J. Geology of basement in midwestern United States//*Amer. Assoc. Pet. Geol. Bulletin*. 1965. Vol. 49. P. 894—904.
- ment Gr 33. Scales C. R. Phanerozoic reconstructions: a new look at the assembly of Asia.—*Univ. Texas Inst. Geophysics Tech. Report* 66, *Paleoceanographic Mapping Project Progress Report* 19—1286. 1986.
- Science 40. Serpa L., Setzer T. and oth. Structure of the southern Keweenawan rift from COCORP surveys across the Midcontinent Geophysical Anomaly in northeastern Kansas//*Tectonics*. 1984. Vol. 3. P. 367—384.
- Gross 41. Sims P. K., Kisvarsanyi E. B. and Morey G. B. Geology and metallogeny of Archean and Proterozoic basement terranes in the northern Midcontinent, USA—an overview.—*U. S. Geol. Survey Bulletin*, 1815. 1987.
- and we 42. Skinner B. J. Mineral resources of North America: the geology of North America—an overview//*The geology of North America*, *Geol. Soc. Amer.* 1989. Vol. A. P. 575—583.
1963. Vol. 43. Smith T. J., Steinhart J. S. and Aldrich L. T. Crustal structure under Lake Superior//*The earth beneath the continents*. *Amer. Geophys. Union Geophys. Monograph* 10. 1966. P. 181—197.
- lysis of 44. Thiel E. C. Correlation of gravity anomalies with the Keweenawan geology of Wisconsin and Minnesota//*Geol. Soc. Amer. Bulletin*. 1956. Vol. 67. P. 1079—1100.
- the Mid 45. Trofimuk A. A., Vasil'yev V. G. and oth. Main problems of prospecting the Markovo oil field in eastern Siberia//*Pet. Geol.* 1969. Vol. 8, p. 13—18.
- um pot 46. Van Schmus W. R. and Hinze W. J. The Midcontinent Rift System//*annual Rev. Earth, Planet. Science*. 1985. Vol. 13. P. 345—383.
- science 47. Weiblen P. W. Keweenawan intrusive igneous rocks//*Geology and tectonics of the Lake Superior basin*. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 156. 1982. P. 57—84.
- at. Hist 48. White W. S. The native-copper deposits of northern Michigan//*Ore deposits of the United States, 1933—1967*. *Amer. Inst. Mining, Metal, and Pet. Eng.* 1968. Vol. 1. P. 363—366.
2. 49. Witzke B. J. General stratigraphy of the Phanerozoic and Keweenawan sequence, M. G. Eischeid 1 drillhole, Carroll Co., Iowa, in R. R. Anderson (ed), *The Amoco M. G. Eischeid 1 deep petroleum test Carroll County, Iowa: Spec. Report Ser. 2*, Iowa Department of Natural Resources. 1990. P. 39—57.
- r oil and 50. Wold R. J. and Hinze W. J. Geology and tectonics of the Lake Superior basin.—*Geol. Soc. Amer. Memoir* 156. 1982.
- system// 51. Woollard G. P. Transcontinental gravitational and magnetic profile of North America and its relation to geologic structure//*Geol. Soc. Amer. Bulletin*. 1943. Vol. 54. P. 747—790.
- Field (52. Zeigler P. A. North Sea rift and basin development//*Tectonics and geophysics of continental rifting*: D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 1978. P. 249—277.
- logical 53. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- ior bas 54. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- t System 55. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- th inter 56. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- . P. 62 57. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- G. Jr. 58. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- segr 59. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- 8-th In 60. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
1989. 61. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- Jr. and 62. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- the Mid 63. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- n prepar 64. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- in the 65. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- tecton 66. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- . Soc. 67. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
43. 68. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- lamina 69. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- s of ne 70. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
1961. Vol. 71. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- Hydro 72. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- iddle P. 73. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- North 74. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- m, Rice 75. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- Pet. Geol. 76. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- 1216. 77. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- d oth. 78. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- eenawan 79. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- e and 80. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- earth S. 81. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- . 82. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- . and 83. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- s of be 84. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- ila of 85. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
- teol. 86. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
87. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
88. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
89. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
90. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
91. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
92. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
93. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
94. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
95. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
96. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
97. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
98. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
99. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.
100. Zorin Yu. A. and Rogozhina V. A. Mechanism of rifting and some features of the deepseated structure of the Baikal Rift Zone//*Tectonophysics*. 1978. Vol. 45. P. 23—30.

сформировалась в рифейское время (1200—1100 млрд лет назад) в пределах Северо-Американского кратона. Породы рифтовой системы обнажаются только в районе оз. Верхнее, а в других районах перекрыты палеозойскими осадочными толщами. Но даже в районе

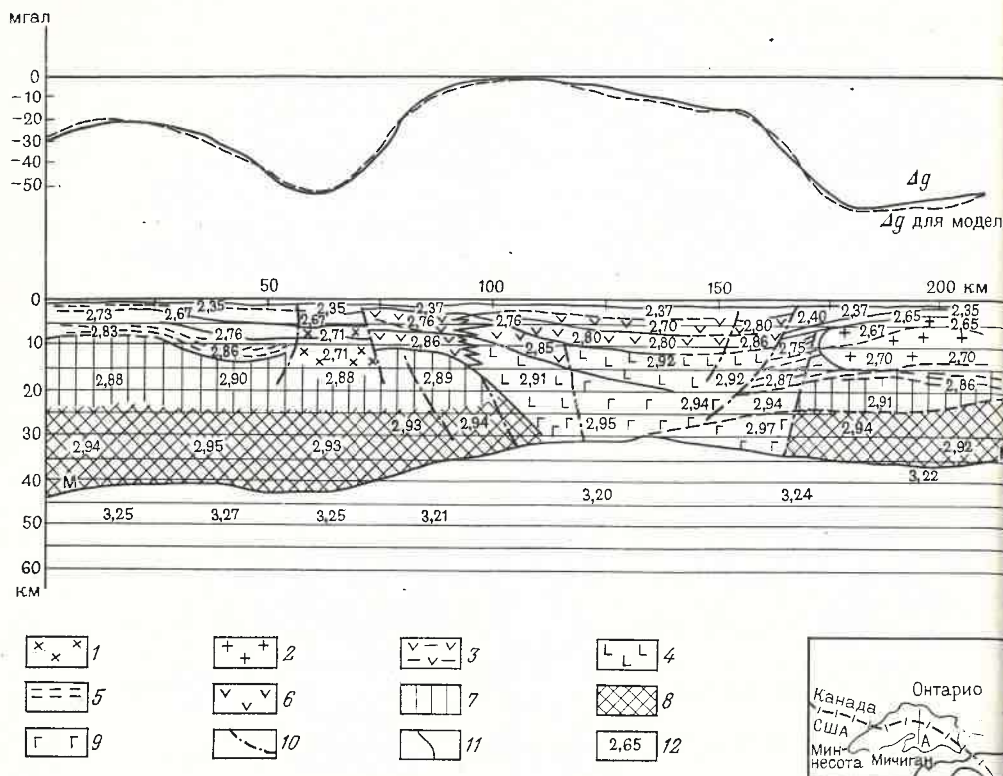


Рис. 5. Геолого-плотностная модель земной коры района оз. Верхнее (по линии А):

1 — гранодиориты; 2 — граниты; 3 — диабазо-граувакковый комплекс; 4 — габбродиориты; 5 — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 6 — порфиристо-диабазовые комплексы; 7 — гранито-метаморфические комплексы; 8 — базито-гранулитовые комплексы; 9 — габбро; 10 — основные разломы; 11 — сейсмические границы; 12 — значения плотности, г/см³

оз. Верхнее осевая зона рифта полностью скрыта под современными осадками и самим озером. Поэтому, наряду с непосредственным изучением геологии древних толщ, развитых в районе оз. Верхнее, большое значение для изучения структуры рифтовой системы, ее глубинного строения, имеют геофизические исследования, в частности, гравитационная и магнитная съемки и, особенно сейсмические, выполненные в последние годы.

Изучением геологии Срединно-континентальной рифтовой системы на протяжении многих лет занимается профессор А. Б. Дикас. Прекрасный знаток геологии бассейна оз. Верхнее, он возглавлял полевую экскурсию Т-344.

Учитывая пожелания редакции «Советская геология» осветить на страницах журнала особенности геологического строения районов экскурсий, в которых участвовали советские геологи, профессор А. Б. Дикас подготовил для журнала статью по срединно-континентальному рифту Северной Америки. В представленной статье обобщен большой геологический и геофизический материал и дана трактовка структуры и истории развития рифтовой системы как классический пример проявления внутриконтинентального рифтогенеза.

Геологические и геофизические характеристики протерозойской рифтовой системы полно-

стью соответствуют определяющим признакам континентальных рифтовых систем (И. Р. Берг, П. Морган, 1984; В. С. Сурков, О. Г. Про, Л. В. Смирнов, 1984). Для уточнения глубинной структуры по одному из сейсмических профилей, пересекающему центральную часть оз. Верхнее (рис. 5), по гравитационному полю с учетом плотностных характеристик пород, слагающих рифтовую зону, была составлена геолого-плотностная модель земной коры. На предлагаемом глубинном геолого-плотностном разрезе земной коры хорошо подтверждается модель структуры растяжения вплоть до разрыва (умеренного спрединга) аляскинской коры.

Особенно необходимо отметить подвиги А. Б. Дикасом проблему нефтегазоносностиложений, слагающих рифтовую систему. В де рифтовых зон уже открыты крупные месторождения нефти и газа, однако вопрос нефтегазоносности протерозойских рифтовых систем еще ждет своего решения.

Статья А. Б. Дикаса несомненно привлечет внимание советской геологической общестности.

В. С. Сурков, Н. В. Межеловский

ПЛОХТОННЫЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОГО МАНГЫШЛАКА

И. ПОПКОВ (КазНИПИнефть)

пределах Восточного Мангышлака геолого-геофизическими исследованиями в отложениях платформенного чехла выявлены протяженные антиклинальные зоны. В сводах, осложненных локальными поднятиями, обнажены породы юрско-мелового — позднепермско-триасового возраста включительно, в синклиналях обнаружены отложения палеогена. Данные структуры протягиваются вплоть до западных чингов плато Устюрт и далее на юго-восток под слабодислоцированным покровом неогена.

Пермско-триасовый комплекс, обнажающийся в сводах отдельных антиклиналей или вскрытый буровыми кважинами, интенсивно дислоцирован. Во всех известных выходах доюрские отложения образуют моноклинали, погружающиеся к югу — юго-западу под углами $40-60^\circ$ и более, и лишь в своде Кугусемской антиклинали отмечается падение пород на восток ($45-90^\circ$). Юрско-меловые и кайнозойские отложения отличаются более спокойной тектоникой, углы наклона slopes, как правило, не превышают первых десятков градусов, и лишь в зонах разломов и флексур они возрастают, достигая $60-80^\circ$.

Характерной чертой всех платформенных поднятий является асимметричность их строения. При этом более крутые крылья осложнены разрывами, прослеживающимися в ряде случаев до поверхности.

Впервые предположения о возможности существования надвигов в пределах рассматриваемой территории были высказаны В. В. Мокринским в 1952 г., проводившем здесь в конце 40-х гг. отечественные рекогносцировочные маршруты. Однако это мнение не было подтверждено соответствующим фактическим материалом и в более поздних работах (И. С. Плещеев, 1961; В. Н. Викторов, 1963; А. Е. Шлезингер, 1965; В. Грибнов, В. С. Лазарев, 1968). Известные разрывные нарушения были описаны как сбросы, и лишь на Белянском поднятии удалось достоверно доказать существование надвигов (И. С. Плещеев, 1961; С. Е. Петров,

1971). Появление новых данных о глубинном строении Восточного Мангышлака, в т. ч. высококачественного сейсмического материала, позволило автору совместно с В. А. Панковым и И. А. Хафизовым [2] более надежно обосновать существования надвигов. Углубленный анализ геолого-геофизической информации свидетельствует о широком развитии в осадочном чехле надвиговых структур, образовавшихся под воздействием сил горизонтального сжатия.

Наиболее крупной структурой этого типа является Тумгачинский вал, простирающийся в северо-западном направлении на расстояние около 180 км. Его свод сложен породами средней юры, но в пределах гор Туесу, Тумгача, Кунабай и урочища Беясынь на поверхность выведены породы пермского триаса. Вдоль северо-восточного простирания крыла вала наблюдается крупный разрыв, амплитуда смещения по которому достигает 700 м, а участками 1000 м.

Отложения пермско-триасового комплекса, обнажающиеся в зоне Тумгачинского разлома, дислоцированы. Общее простирание пород северо-западное, азимут 300° . Слои залегают моноклинально с углами падения $35-70^\circ$ на юго-запад. Облегающие их юрско-меловые отложения смяты в линейные и брахиантиклинальные асимметричные складки. В пологом юго-западном крыле они наклонены под углом в единицы, иногда первые десятки градусов, увеличиваясь на северо-восточном до $25-50^\circ$. За разрывом юрско-меловые породы резко выполаживаются.

Материалы сейсморазведки МОГТ и геологической съемки свидетельствуют о том, что Тумгачинскому платформенному валу в доюрском осадочном комплексе соответствует крупнейшая чешуйчато-надвиговая структура.

Развитие надвигов доказано в Беляненьской брахиантиклинали, расположенной в пределах юго-восточного окончания Тумгачинского вала. Обнажающиеся здесь отложения акмышской свиты (ныне именуемой хозбулакской и относимой к среднему триасу)

на востоке и юго-востоке надвинуты на альбские отложения по разрыву, плоскость которого наклонена к западу под углом $60-70^\circ$. Амплитуда вертикального смещения порядка 400 м. На юге по серии надвигов, поверхности которых наклонены к северу под углом $25-30^\circ$, триасовые отложения надвинуты на породы сеноманского — маастрихтского ярусов. Вертикальная амплитуда смещения достигает 450 м. Меловые породы в принадвиговых участках имеют крутые углы залегания и быстро выполаживаются (до $4-5^\circ$) при удалении от разрывов (С. Е. Петров, И. С. Плещеев, 1971).

На участке горы Кунабай, расположенной в 10 км на северо-запад от Беясеьской антиклинали, пермские отложения образуют отдельную возвышенность. Здесь также можно наблюдать крутое моноклиналильное залегание пород, нарушенное в принадвиговой зоне небольшим антиклинальным перегибом. Облегающие пермско-триасовое складчатое ядро антиклинали меловые отложения залегают с четко выраженным угловым и азимутальным несогласиями. Они относительно слабо смяты: углы наклона пород на юго-западном крыле составляют $6-10^\circ$. Северо-западное крыло Кунабайской складки оборвано Тумгачинским надвигом, вдоль которого контактируют отложения триаса и мела (верхний альб, сеноман). Последние наклонены на северо-восток под углом в 70° , в приразломной зоне и за ее пределами залегают субгоризонтально. Максимальная амплитуда вертикального смещения по разрыву (600—650 м) отмечается в приядерной части антиклинали. Горизонтальная амплитуда по подошве юрских отложений составляет не менее 1,5 км, а по подошве меловых — около 1 км.

К северо-западу и юго-востоку происходит разветвление разлома на ряд более мелких разрывов с одновременным уменьшением вертикального смещения по ним до 200—50 м. Наряду с вертикальной для последних отмечается и горизонтальная левосдвиговая компонента смещения.

Надвиговая природа Тумгачинского разлома убедительно подтверждается данными сейсморазведки. Так, на временных разрезах, пересекающих Кунабайское поднятие, отчетливо фиксируется наклонное (около 25°) падение

плоскости надвига к юго-западу. В юрской части разреза в зоне Тумгачинского вала не зарегистрировано гулярных отражений, что связано большими углами наклона пермско-триасовых отложений во фронтальной части надвига. На временных сейсмических разрезах также можно наблюдать четко выраженное трансгрессивное залегание меловых отложений различных горизонтах юры, указывающее на активное воздымание и размысывание поднятия в преднеокомское время.

На сейсмических разрезах, расположенных субпараллельно простиранию Тумгачинского надвига, на тех же глубинах, что и на поперечных профилях в доюрском разрезе зафиксированы отражения от субгоризонтальной (в эрозионных сечениях) поверхности надвига.

Асимметрия, наличие одного крупного высокоамплитудного разрыва у подошвовой части антиклинали, т. е. в зоне максимальной тектонической напряженности, и расщепление его на отдельные разрывы в периклинальных районах, резкое несоответствие структурных планов триаса и юрско-меловых отложений характерны и для других платформенных поднятий, входящих в состав Тумгачинского вала. Это свидетельствует о том, что платформенному валу в доюрском осадочном комплексе соответствует зона перерыва разломного смятия, сопровождающего крупнейший региональный надвиг, состоящий из ряда тектонических чешуек и пластин, продолжающих жить в платформенном этапе, в результате чего в их лобовых частях сформировались антиклинальные поднятия.

На участке Карашека дислоцированный комплекс пермско-триаса обнажается на горах Карашек, Кумшоки и Кичик-Карашека, где слагает ядра антиклинальных складок. Карашекская структура вытянута в северо-западном направлении. Северо-восточное ее крыло сложено нижнемеловыми отложениями, наклоненными под углом $15-25^\circ$. На юго-западном крыле породы верхнего мела по плоскости надвига соприкасаются с триасовыми породами. Ближе к югу под углами в $60-70^\circ$, быстро выполаживаясь по мере удаления от

Кичик-Карашекской антиклинали, расположена к северо-востоку от Карашекской. Моноклиналино залегает

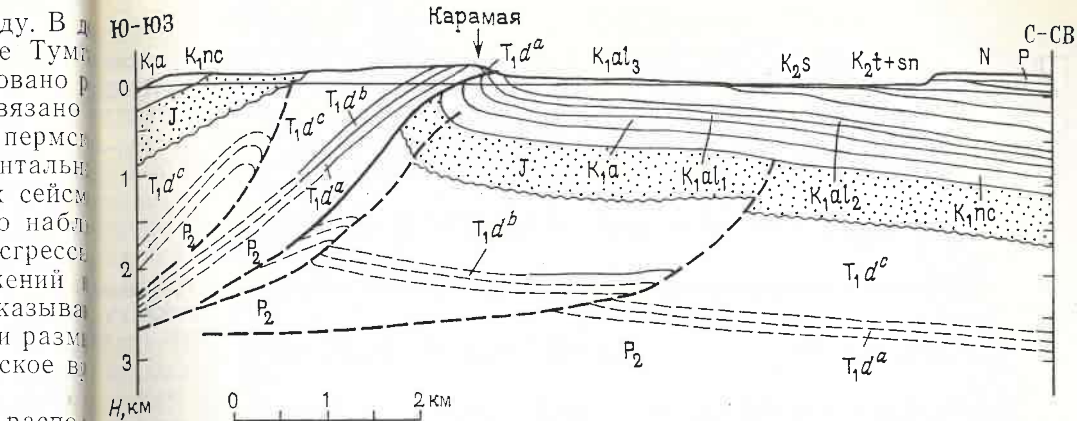


рис. 1. Геологический разрез через Караманскую антиклиналь

ные породы пермо-триаса (углы наклона 45—65°, падение юго-западное) здесь, как и на Карашекской структуре, облекаются по периферии юрско-меловыми отложениями. Северо-восточное крутое крыло антиклинали обогранено надвигом, сопровождающимся сильной дроблением мощностью до 20 м. Амплитуда смещения по надвигу 2—5 км.

Караманская антиклиналь шириной 10 км вытянута на 20 км, в плане имеет дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной к северу. В своде на поверхности наблюдаются отложения пермской (отпанская свита) и юрской триасы (долнапинская свита), образующие резко выступающий в рельефе местности хребет Карамая. Северное крыло антиклинали обогранено крупным надвигом (рис. 1). Простирание отложений пермо-триаса в целом подчинено простиранию осевой поверхности юрско-меловой антиклинали. В отложениях видно моноклиналиное падение в южном направлении отложения долнапинской свиты под углами 50—60°, и лишь на севере они формируют небольшую принадвиговую антиклиналь, в своде которой эрозией обнажены верхнепермские образования.

На коротком приразломном крыле долин юрские отложения имеют восточное падение с углом наклона пород 70—80°, на южном крыле достигают 35° (для юрских) и 20° (для меловых пород). В принадвиговом крыле участка сохранились байосские и даже неогеновые отложения, трансгрессивно залегающие на породах отпанской и долнапинской свит. На севере они надвинуты по пологому разрыву на различные

горизонты апта и альба, имеющие крутые углы падения. На расстоянии уже в первые километры к северу от надвига углы наклона меловых пород не превышают 4—5°.

Поверхность надвига имеет в плане форму дуги, выгнутой к северу по направлению надвигания масс горных пород. Минимальное перекрытие нижнемеловых отложений триасовыми в лобовой части пластины составляет не менее 700 м. Здесь же наблюдается и наибольшая амплитуда вертикального смещения по разрыву, достигающая 1000 м и быстро уменьшающаяся по мере удаления от лобовой части надвига.

Исследованиями установлено, что Караманский надвиг состоит из отдельных тектонических пластин, подвергнутых различным горизонтальным перемещениям и надвинутых друг на друга. Последнее можно отчетливо наблюдать в западной части антиклинали, где западная пластина, наиболее продвинувшаяся на север, перекрывает не только меловые отложения, расположенные вдоль фронта надвига, но и пермские, соседствующей с ней с востока тектонической пластины. Здесь в краевых частях дугообразных надвигов присутствует и сдвиговая компонента, достигающая 1 км. С различными амплитудами горизонтального перемещения отдельных пластин, слагающих надвиговые зоны, может быть связано кулисообразное расположение контролируемых ими платформенных поднятий, входящих в состав антиклинальных зон Восточного Мангышлака.

В большинстве других районов Восточного Мангышлака, где на земной



Рис. 2. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий надвиговую природу антиклинальных зон Восточного Мангышлака:

отражающие горизонты: II — подошва сенона

турона, III — подошва мела, V₁ — подошва юры, V₃ — подошва среднего триаса, VI₁ — кровля доверхнепермского палеозоя; 1 — отражающие площадки; 2 — надвиги

поверхности в ядрах антиклиналей обнажены отложения не древнее юрского или мелового возраста (а для малоамплитудных разрывов, осложняющих крутые крылья, не всегда удается достоверно установить их морфологию), на генетическую взаимосвязь платформенных поднятий с погребенными надвигами могут указывать их линейность, асимметрия, группирование в протяженные антиклинальные зоны.

Подтверждением этого служат и данные сейсмических исследований МОГТ, выполненные в последнее время в отдельных районах рассматриваемой территории. Высокое качество полученных материалов проясняет ряд принципиальных вопросов строения и истории формирования структуры данной территории. Установлен дискретный характер площадного развития складчатого пермо-триаса: интенсивно дислоцирован он лишь в пределах узких зон, пространственно совпадающих с платформенными антиклиналями. На этих участках на временных разрезах отсутствуют регулярные отражения от горизонтов доюрского комплекса, что может указывать на большие углы наклона слоев. Последнее полностью согласуется с известными сведениями об условиях залегания пермо-триаса, которые были изложены выше. В межантиклинальных зонах доюрский осадочный комплекс слабо дислоцирован и залегает субгоризонтально. Изложенное можно проиллюстрировать на примере сейсмического разреза, пересекающего Айтманащинские и Кыртахойскую антиклинали (рис. 2).

Айтманащинская брахиантиклиналь расположена к юго-востоку от описанной выше Карашекской антиклинали. В своде поднятий обнажены отложения средней юры. Антиклиналь асимметрична, углы падения слоев на юго-

западном крыле 10—12°, а на северо-восточном достигают 30°. Расположенная северо-восточнее Северо-Айтманащинская брахиантиклиналь имеет также асимметричное строение. В ее сводовой части обнажены породы нижнего альба.

Далее к северо-востоку от них расположена небольшая по размерам (8×3 км) Кыртахойская антиклиналь. В ее своде обнажены породы сеномана, обрамленные туронскими и сенонскими отложениями. Углы падения слоев на северном крыле составляют 8°, а на южном — 10°, т. е. здесь, в отличие от Айтманащинских структур, более крутое южное крыло.

Платформенные поднятия фиксируют в плане местоположение лобовых частей тектонических пластин и надвигов, развитых в более глубоких горизонтах осадочного чехла (см. рис. 2). При этом главным из них является Айтманащинский надвиг, имеющий чешуйчатое строение. Поверхности отдельных разрывов резко выполаживаются с глубиной, приобретая характер субгоризонтальных срывов. Примечательно, что под Северо-Айтманащинской структурой в палеозойской части разреза картируется погребенное поднятие, которое могло служить своего рода блоком — упором, препятствующим горизонтальной транспортировке на северо-восток пермско-триасовых тектонических пластин.

Таким образом, тектонические особенности восточно-мангышлакских дислокаций указывают на существование в осадочном разрезе структур горизонтального сжатия. Время их образования приходится на конец триасового периода (раннекеммерийская фаза складчатости), когда молодая платформа получила мощный импульс сжимающих сил, направленных с юго-

пада и связанных с процессами, приведшими к закрытию океана Палеотетис [3, 4]. Разрядка тангенциальных напряжений сопровождалась формированием крупных тектонических пластин и надвигов, а также мощных зон приразломного смятия в их лобовых частях. С завершением раннекембрийской фазы складчатости жизнь тектонических пластин и надвигов не прекратилась, о чем свидетельствуют приуроченность к их фронтальным частям линейных антиклинальных зон в отложениях платформенного чехла, описанные случаи надвижения юрских и триасовых толщ на меловые, в т. ч. на маастрихтские, отложения.

Анализ мощностей платформенного чехла в пределах разбуренных локальных поднятий, а также временных сейсмических разрезов доказывает неоднократное возобновление подвижек по надвигам, но наиболее заметными они были в предмеловое, преддатское и предсреднемиоценовое время [3] и продолжают развиваться и на неотектоническом этапе [5], что подтверждается отражением их в современном ландшафте, а также дислоцированностью плиоцен-антропогенных толщ в зоне Тумгачинского разлома. Так, в приразломной зоне в районе гор Жанау-

лие и Туесу отложения этого возраста залегают под углом до 40° [1].

Приведенные в статье сведения о складчато-надвиговых дислокациях в осадочном чехле Восточного Мангышлака свидетельствуют о важной роли горизонтального сжатия в формировании структуры внутренних районов молодой платформы и позволяют поновому проанализировать генезис складок, осложняющих ее чехол.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лобачев А. В., Грибков В. В. Новые данные о неотектонических движениях на Восточном Мангышлаке//Проблема нефтегазоносности Мангышлака и Устьюрта.— М.: ВИЭМС, 1968. С. 24—26.
2. Панков В. А., Попков В. И., Хафизов И. А. Надвиговые структуры Восточного Мангышлака//Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 5. С. 1197—1199.
3. Попков В. И. Некоторые вопросы динамики формирования платформенной структуры запада Туранской плиты//Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа, 1986. С. 108—112.
4. Попков В. И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты//Геотектоника. 1986. № 4. С. 106—116.
5. Попков В. И. Глубинные структуры Арало-Каспийского региона и их развитие в новейшее время//Тез. докл. XXI Всесоюз. тектонического совещания. М., 1988. С. 16—18.

Принята редколлегией 28 мая 1990 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 551.263.12(571.56)

© А. С. Макаров, А. И. Скрипин, 1991

Особенности возникновения различных петрохимических типов базитов*

А. С. МАКАРОВ, А. И. СКРИПИН (ВСНИИГГиМС)

Породы алакитского магматического комплекса широко распространены в восточном и юго-восточном обрамлении Тунгусской синеклизы. Они образуют полосу шириной до 300 км, длиной около 600 км, протягивающуюся в северо-северо-западном направлении от широты г. Мирного на юге до субширотного участка течения р. Оленек на севере. Комплекс приурочен к Непско-Ботуобинской антеклизе и связан с Вилуйско-Котуйской зоной глубинных разломов (И. И. Краснов, В. Л. Масайтис, 1955), которая является магмаподводящей.

Магматизм отдельных районов изучаемой площади рассмотрен рядом исследователей [А. М. Виленский, Б. В. Олейников, 1970; В. Л. Масайтис и др., 1974; Б. В. Олейников и др., 1973; 5]. Комплекс включает три фациальные разновидности пород — эксплозивные, эффузивные и интрузивные. Разнофациальные тела сформировались в результате единого тектоно-магматического процесса, протекавшего в конце поздней перми в четыре стадии. Фа-

* На примере алакитского магматического комплекса.

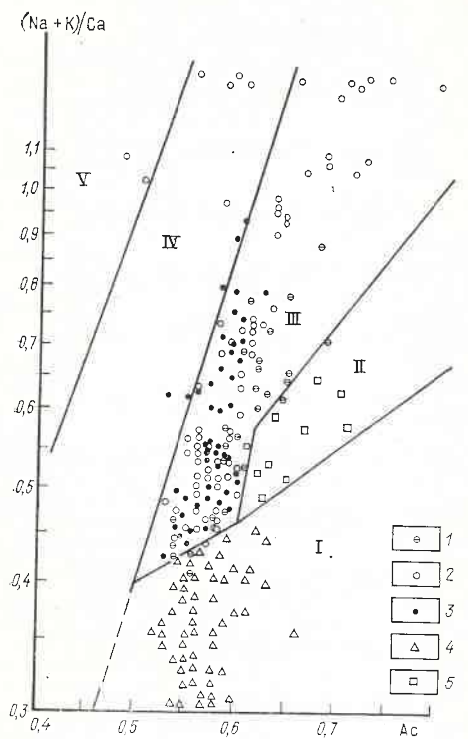


Рис. 1. Типизация базитовых серий:

магматические тела: 1 — скв. 6 (среднее течение р. Большая Ботубоя), 2 — Эрбезская интрузия, 3 — Верхнеалакитская интрузия, 4 — слабодифференцированные интрузии, 5 — штоки атакситовых микродиоритов; петрохимические поля: I — толеитовое, II — известково-щелочное, III — слабощелочное, IV — щелочно-базальтовое, V — щелочное; Ас — показатель общей (относительной) кислотности пород

альные разновидности по площади распространены неравномерно, что прежде всего обусловлено структурной принадлежностью и степенью эрозийного среза. В наиболее погруженных частях на западе площади в восточном обрамлении Тунгусской синеклизы развиты все три фациальные разновидности. К востоку и северо-востоку сплошные туфовые поля постепенно превращаются в отдельные разобщенные «пятна» и далее полностью эродированы. Кроме того, постепенно исчезают субинтрузивные тела. На востоке и северо-востоке площади на поверхность выходят лишь небольшие тела неправильной формы (хонолиты, лакколиты и т. п.), а также подводящие каналы в виде даек разной мощности и протяженности. При максимальном эрозийном срезе обнажаются только дайки.

Трапповый магматизм отличается многообразием форм проявления.

Пульсирующий характер процесса обусловил не только его многостадийность во времени и пространстве, но и различия в химизме трапповых расплавов. Магма внедрялась многократно, часто по одним и тем же зонам разломов. Различный состав и строение интрузивов в первую очередь предопределены особенностями глубинной и внутрикамерной дифференциации. На основании постепенного перехода верхнепермских терригенных отложений (фаунистически обоснованных) к туфогенным породам возраст алакитского магматического комплекса нами принимается как позднепермский. Многочисленные определения абсолютного возраста магматических пород дают значительный временной разброс в интервале 190—320 млн лет (Б. В. Олейников, М. С. Машак, 1971); они часто противоречат геологическим наблюдениям, поэтому нами не учитывались. На юге площади породы комплекса перекрываются нижнеюрскими отложениями.

Формирование алакитского магматического комплекса проходило в четыре стадии, с каждой из которых связано внедрение определенного типа магмы — толеитовой, слабощелочной, известково-щелочной, щелочно-базальтовой (рис. 1) [1].

В первую стадию вулканотектонического этапа при образовании тектонических трещин глубинного залегания происходила разгрузка флюидонасыщенных магматических очагов в виде эксплозивной и эффузивной вулканической деятельности. Последняя носила циклический характер, то прекращалась, то по мере насыщения магмы флюидами и раскрытия трещин возобновлялась. Время проявления вулканизма на различных участках площади часто не совпадало.

В процессе вулканической деятельности магма постепенно истощалась, становилась более сухой, магнаподводящие каналы «залечивались» поступающей магмой. Последующие порции расплава в связи с незначительным насыщением флюидами были сравнительно малоактивными и внедрялись в благоприятные для них структуры верхней части осадочного чехла по поверхности раздела туфогенной толщи и верхнепалеозойских осадочных пород, нередко образуя тела неправильной

формы. Первичная магма могла испытать фракционную кристаллизацию при подъеме ее от места зарождения в мантии до уровня становления на земной поверхности или вблизи нее.

Внедрившаяся толентовая магма под действием гравитационных сил претерпевает дифференциацию. Ей в той или иной степени подвергаются все тела независимо от формы и размера. Направление дифференциации зависит от состава магмы, а степень в основном от условий, в которых она кристаллизовалась, и ее количества. Эти параметры хорошо выделяются на диаграмме $K_{Si}-\Delta Z_T$ (рис. 2) [6]. Направление может быть анортзитовым, пикритовым или промежуточным. Большая часть тел характеризуется анортзитовым трендом дифференциации. При этом происходит накопление основного плагиоклаза в виде прослоев, шлиров или повышение его содержания; концентрация магнезиального оливина имеет подчиненное значение. Размах дифференциации в телах максимальный — от анортитовых долеритов до габбродиоритов, редко диоритов. В процессе внутрикамерной дифференциации незначительно увеличивается содержание кремнезема, щелочей, уменьшается количество магния.

Тела с пикритовым трендом дифференциации встречаются крайне редко. В них преимущественно накапливается наиболее магнезиальный оливин, а высококальциевый плагиоклаз имеет подчиненное значение. Размах дифференциации от троктолитовых долеритов до габбродиоритов. В большинстве тел преобладает промежуточный тренд дифференциации, когда накапливаются в равной мере и наиболее основной плагиоклаз, и наиболее магнезиальный оливин. Процесс развивается обычно по схеме: троктолитовый долерит — оливиновый долерит — безоливиновый долерит — кварцсодержащий долерит — диорит.

Вторая стадия магматизма обусловлена внедрением слабощелочной магмы. Образование ее связано с глубоководолагающим магмогенерирующим очагом или с насыщением менее глубоководного очага глубинными флюидами (по сравнению с толентовой магмой). Постепенно магма обогащалась флюидами и испытывала флюидно-магматическую дифференциацию [4].

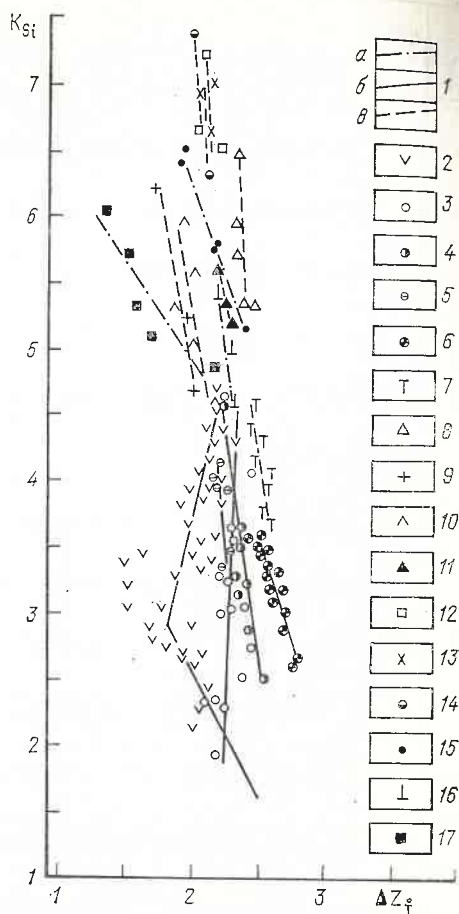


Рис. 2. Тренды дифференциации базитовых магматических тел:

1 — тренды: а — известково-щелочных, б — слабощелочных, в — толентовых тел; магматические тела по скважинам: 2 — скв. 8, Эрбескская интрузия; 3 — скв. 25, Верхнеалакитская интрузия; 4 — скв. 6556, р. Сохолоох; 5 — скв. 28, верховье р. Алакит; 6 — скв. 2924, верховье р. Алакит; 7 — скв. 0252, верховье р. Алакит; 8 — скв. 9406, верховье р. Алакит; 9 — скв. 64, среднее течение р. Большая Ботуобия; 10 — скв. 9752, верховье р. Алакит; 11 — скв. 969, среднее течение р. Большая Ботуобия; 12 — скв. 7, верховье р. Моркока; 13 — скв. 71, верховье р. Моркока; 14 — скв. 67, верховье р. Моркока; 15 — скв. 9304, оз. Алакит-Кюель; 16 — скв. 1202, верховье р. Мегелях; 17 — скв. 937, верховье р. Алакит; ΔZ_T — показатель основности; K_{Si} — показатель щелочности

В верхней мантии, по-видимому, существовало множество очагов выплавки расплава, связанных и не связанных между собой, находящихся на разной глубине. Поскольку PT -условия в них были разные, возникающие дифференцианты магмы отличались друг от друга по содержанию щелочей, кремнезема, магния и других элементов.

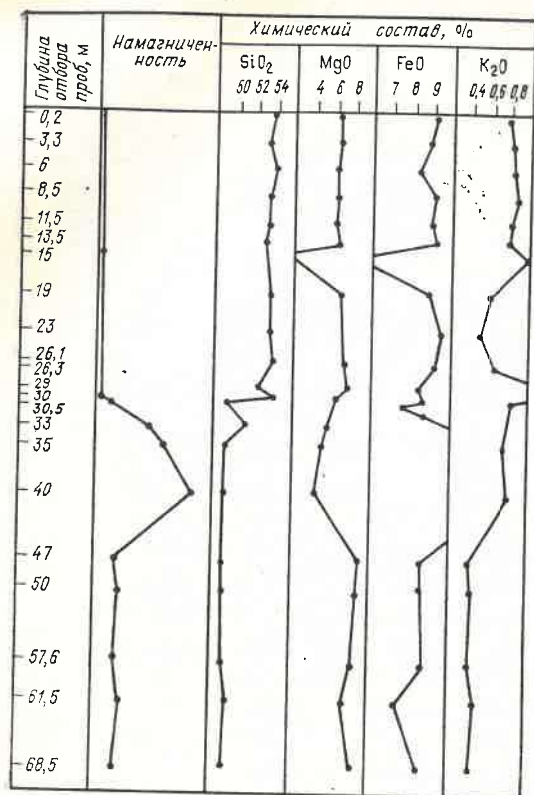


Рис. 3. Изменение вещественного состава траппов и их намагнитченности по скв. 25, устье р. Сохсолоох

При благоприятных условиях флюидонасыщенная магма первой поднималась к земной поверхности. Но так как верхняя ее часть была бронирована ранее образованными толеитовыми телами, то слабощелочная магма достигала поверхности и извергалась только в интенсивно раздробленных участках и трапповых «окнах». Основная же ее масса образовала силлы, реже дайки и штоки. Иногда слабощелочная магма перемещалась по тем же магмоподводящим каналам, что и толеитовая, а вблизи поверхности — по контактам между ранее сформированными магматическими и вмещающими породами. На земной поверхности это выражается в наличии уступов (обычно двух-трех) на фоне единого траппового массива. На многофазность магматических тел, слагающих трапповый массив, указывают различия в вещественном составе и геофизических параметрах (рис. 3). Нередко слабощелочная магма по трещинам скарнирует толеитовые тела, в которых отмечаются зоны катаклаза, деформация зерен (обычно на контактах или вблизи них). Маг-

ма часто внедрялась по сравнительно коротким разломам (от нескольких до десятков километров), расположенным компактно. Линейные структуры встречаются реже.

Внедрявшаяся слабощелочная магма претерпела внутрикамерную дифференциацию, степень которой в слабощелочных телах, как правило, была значительно выше, чем в толеитовых (см. рис. 2), за счет значительного содержания флюидов. Существенно железистая магма давала фенитовский тренд дифференциации, менее железистая и более кислая — боуэновский, однако чаще отмечается смешанный тип, для которого характерны оба тренда.

Высокая степень дифференциации характерна, по-видимому, для более ранних порций слабощелочной магмы, интенсивно насыщенной флюидами, обогащенной щелочами, железом. Они образовали мощные тела (лакколиты), кристаллизовавшиеся в благоприятных условиях (Эрбезская интрузия и др.).

Внутрикамерная дифференциация слабощелочной магмы происходила предположительно следующим образом [2]. Как известно, в процессе охлаждения расплава кристаллизация вначале протекает в приконтактных зонах, где выделяются магнезиальный оливин и высококальциевый плагиоклаз, что приводит к обеднению расплава магнием, кальцием и алюминием. Под воздействием гравитации тяжелые минералы перемещаются вниз. Из-за разницы концентраций этих элементов внутри магматической камеры и в ее краевых частях возникает диффузионный поток одних элементов к зоне кристаллизации других. Остаточный расплав постепенно становится более щелочным, железистым и кислым. Вновь образованные минералы также изменяют свой состав: оливины становятся высокожелезистыми, плагиоклазы — более кислыми. За счет непрерывного диффузионного потока по мере кристаллизации происходит непрерывное выравнивание химического состава остаточного расплава во всей камере (под влиянием различных температур и градиента концентрации).

При медленном остывании расплава на поздних этапах кристаллизации в условиях закрытой системы образуются породы, обогащенные железом и титаном. На заключительных этапах за

счет увеличения содержания кремнезема и щелочей кристаллизующиеся породы имеют существенно щелочной и кислый состав. Ранее образовавшиеся минералы на поздних этапах кристаллизации находятся в неравновесном состоянии с расплавом. Поэтому идет их реакционное преобразование, сопровождаемое выносом в основном железа, кальция и кремния. Железо участвует в образовании магнетита и ильменита, кальций — апатита, летучие (фтор, хлор, кислород и др.) — биотита, апатита, а кремний выделяется в виде мелких ксеноморфных зерен и гранофировых сростков кварца с плагиоклазом. Встречаются интрузии, которые секутся прожилками и жилами более кислых и щелочных пород. Их возникновение, по-видимому, связано с отжиманием (фильтр — прессинг) остаточного расплава в трещины контракции или тектонические трещины. Иногда они внедряются во вмещающие породы, образуя мелкие дайки и жилы, представленные конга-долеритами, долерит-пегматитами, габбро-сиенитами, гранофирами и др. По ним можно судить о размахе внутрикамерной дифференциации. Подобные тела наблюдаются во многих частях площади, обычно в районах развития сильнодифференцированных слабощелочных интрузий.

В целом продуктами дифференциации являются следующие породы: троктолитовый долерит — оливиновый долерит — долерит — габброиорит — габбросиенит — феррогаббро — гранофир. Чаще всего слабощелочная магма давала промежуточный тренд дифференциации, т. е. шла концентрация железа, щелочей и кремнезема. Боуэновский тип дифференциации также идет с накоплением этих оксидов, причем кремнезем накапливается в относительно больших количествах. Последующие порции глубинных расплавов менее насыщены щелочами, железом, летучими, но более обогащены магнием, алюминием, поэтому размах внутрикамерной дифференциации их был незначительным и главную роль играла гравитационная дифференциация.

В интрузиях отмечается скрытая расслоенность, т. е. по вертикальному разрезу закономерно изменяется состав минералов. Снизу вверх повышается железистость оливинов и пироксенов, понижается основность плагио-

клавов. Наличие скрытой расслоенности позволяет установить, как она возникла в том или ином массиве — при одноактном внедрении с последующей дифференциацией расплава или при неоднократных последовательных внедрениях. Если имели место повторные внедрения магмы аналогичного или иного состава, то закономерность изменения составов минералов нарушается.

По мере обеднения остаточных порций слабощелочной магмы флюидами температура ее плавления постепенно повышалась. По-видимому, под влиянием глубинных тепловых потоков (или по другим причинам) она разогревалась и при благоприятных условиях поднималась к земной поверхности, частично переплавляя сиалическую кору. За счет ассимиляции выплавов она обогащалась кремнеземом, в меньшей степени щелочами, железом и другими компонентами. Магма приобрела известково-щелочной состав. При очередном раскрытии трещин она внедрялась в зоны повышенной трещиноватости. Первые порции наиболее флюидонасыщенной магмы формировали трубки взрыва и вулканы центрального типа с излиянием лавовых потоков, изредка образующих небольшие покровы (р. Юесз-Дэлингде). С более поздними порциями остаточного магматического расплава связаны штоки, жилы, небольшие силлы [3]. Магма часто перемещалась по контакту ранее образовавшихся трапповых тел и вмещающих пород, нередко внедрялась по трещинам отдельности, формируя секущие жилы.

Внутрикамерная дифференциация известково-щелочных тел сравнительно слабая. Здесь преобладал боуэновский тренд, т. е. дифференциация шла с тенденцией образования кислых пород (см. рис. 2). Размах дифференциации — от оливиновых базальтов до андезитов, но чаще до андезитобазальтов. Преобладала преимущественно гравитационная дифференциация.

В заключительную стадию произошло внедрение щелочно-базальтовой магмы, которое носило крайне ограниченный характер. Возникли маломощные дайки, штоки, жилы (В. В. Юдина, 1965). Тела слабо дифференцированы — от долеритов до габбросиенитов и обычно имеют феннеровский тренд дифференциации.

По-видимому, для всех интрузий характерно постепенное затухание внутрикамерной дифференциации по протиранию, что впервые было описано в Малоботубинском районе (Ю. В. Сафьянников, 1976). Как видно на примере Верхнеалакитской и Эрбеевской интрузий, по мере удаления от подводящего канала размах внутрикамерной дифференциации постепенно затухает. Так, в районе подводящего канала он был от троктолитовых долеритов до феррогаббро, щелочных пород, гранофилов, через 2—3 км дифференциация от оливиновых долеритов до пегматоидных долеритов, а в районе выклинивания в теле отмечается незначительное количество микропегматита (до 2—3 %), биотита, роговой обманки.

Исходя из того, что внедрившийся расплав в любых условиях испытывает дифференциацию, направление которой зависит от его состава, а размах в основном от условий кристаллизации и количества поступившей магмы, был проведен анализ трендов дифференциации различных тел или групп тел на площади, позволивший сгруппировать их с учетом направления дифференциации и выделить однотипные петрохимические поля. В процессе дифференциации магмы в некоторых ее дифференциатах накапливаются определенные полезные элементы. Так, в слабощелочной магме при феннеровском тренде дифференциации концен-

трируются железо, титан с образованием шлифов, линз, прослоев феррогаббро, а при боуэновском — медь, платина, серебро, связанные с более кислыми породами. Следовательно, петрохимические поля определенного типа могут представлять интерес при выборе районов для проведения крупномасштабных поисково-съемочных работ в целях металлогенического прогноза.

Выявление и изучение трендов дифференциации различных магматических тел и групп тел имеет большое практическое значение. Трендовый анализ позволяет проводить корреляцию отдельных тел или групп тел по различным площадям развития базитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий. — М.: Недра, 1987.
2. Макаров А. С. Дифференцированные траппы P_2 — T_1 возраста в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 940—944.
3. Макаров А. С. Микродолериты Алакит-Мархинского района и влияние их на формирование сложного магнитного поля. Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 5. С. 1191—1195.
4. Маракушев А. А. Петрология. — М.: Изд-во МГУ, 1988.
5. Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
6. Стефанова М. Петрохимия магматических пород. — М.: Мир, 1980.

Принята 30 октября 1989 г.

© Б. С. Горобец, 1991

УДК 535.37

Импульсная люминесцентная спектроскопия минералов и руд

Б. С. ГОРОБЕЦ (ВИМС)

До конца 70-х годов исследования люминесценции минералов и руд проводили либо визуально по цвету свечения, либо спектроскопически с расшифровкой линий в спектрах стационарной люминесценции.

К началу 70-х годов относятся первые удачные эксперименты В. В. Новикова, В. С. Вьюнника и др. по изучению нестационарных люминесцентных сигналов, возникающих в минералах при облучении кимберлитовой руды импульсным рентгеновским источником. Различная кинетика сигналов, свойственных алмазу и сопутствующим

минералам, дала возможность привлекать алмазы методом рентгенолюминесцентной (РЛ) сепарации [3].

Создание в 80-х годах мощных ультрафиолетовых (УФ) лазеров обусловило систематическое исследование импульсных фотолюминесцентных (ФЛ) явлений в минералах с целью их использования при поисках и обогащении руд. Суть явлений заключается в следующем.

В моменты начала и окончания возбуждения, совпадающие с передним и задним фронтами возбуждающих импульсов, начинают проявляться нестационарные

ционные процессы разгорания и затухания импульсов люминесценции. Инерционность этих процессов характеризуется постоянной времени τ , которая имеет одинаковый порядок значений при разгорании и затухании. Центры различной химической природы в минералах определяются значениями τ в огромном диапазоне от 10^{-10} до 10^{-1} с, что позволяет проводить временную селекцию сигналов от различных минералов с большей эффективностью, чем при селекции по длине волны.

Задержка люминесценции происходит по двум причинам. Во-первых, для каждого центра свечения существует своя вероятность электронного перехода с излучением фотона, определяемая степенью его разрешенности или запрещенности и рассчитываемая методами теоретической физики. Во-вторых, электрон может оторваться от центра возбуждения, попасть в ловушку и пребывать в ней до тех пор, пока не подойдет дырка, с которой электрон рекомбинирует, излучая фотон. Такая ситуация имеет место при рекомбинационной люминесценции вообще и рентгенолюминесценции в частности.

Реализация импульсного метода ФЛ целесообразна при применении лазерных источников ультрафиолетового и видимого света, т. к. ламповые источники дают гораздо более низкую плотность возбуждения, что неэффективно, даже начиная с расстояния в 0,5 м.

Импульсные же лазерные источники обеспечивают: огромную плотность возбуждения, понижающую на несколько порядков порог обнаружения люминесцентного отклика (тем самым некоторые минералы, считавшиеся ранее не люминесцирующими, обнаруживают заметную люминесценцию); выжженный кинетический характер фронтов импульса люминесценции, дающий возможность проведения селекции сигнала по временной координате; монохроматическое возбуждение, обуславливающее селекцию сигнала по реакции минералов на длину волны возбуждающего света; отсутствие рассеянности лазерного луча, что позволяет передавать энергию на значительные расстояния, делает возможным дистанционное зондирование поисковых площадей и стенок горных выработок, облегчает ввод луча в радиометрические сепараторы руд.

Метод импульсной люминесцентной спектроскопии эффективен для получения и применения информации о минеральном составе и свойствах горных пород и руд. С его помощью решают следующие научные и практические задачи.

Выяснение природы центров свечения в минералах. Химическая идентификация элементов-люминогенов в структуре минералов обычно проводилась на основе положения и формы линий в спектре люминесценции [1]. Иногда этого достаточно для идентификации центров, образованных ионами хрома, урана, РЗЭ, которые характеризуются узкими аналитическими линиями в спектрах. Во многих других случаях используют совпадение спектров люминесценции и спектров возбуждения естественных и синтезированных минералов с известными примесями-люминогенами, например, с примесью Mn^{2+} в структуре апатита, флюорита, кальцита, доломита, датолита и др.

Однако большинство минералов не имеют синтетических аналогов. Кроме того, для многих из них не выявлены спектры возбуждения фотолюминесценции, а определены лишь спектры рентгенолюминесценции, в которых наблюдаются широкие бесструктурные полосы. В таких случаях измерение τ импульсов люминесценции в данной спектральной полосе может обеспечить идентификацию элемента-люминогена (рис. 1).

Так, измерение $\tau \sim 10^3 \dots 10^4$ мкс подтвердило принадлежность центру Mn^{2+} ранее установленных полос в спектрах люминесценции плагиоклазов, апатита, галита, форстерита, чароита и др. Значением $\tau \approx 4 \cdot 10^{-2}$ мкс характеризуется центр Ce^{3+} с ультрафиолетовой люминесценцией в датолите, данбурите, апатите, а $\tau \approx 6$ мкс — центр Eu^{2+} в микроклине, плагиоклазе, апатите и др. [1, 5]. Наиболее быструю по затуханию люминесценцию с τ ниже предела разрешения 0,02 мкс имеют молекулы органических веществ с замкнутой электронной оболочкой, которым свойственны так называемые синглет-триплетные состояния. По этой люминесценции наблюдают неструктурные органические примеси во многих минералах — кварце, халцедоне, кальците, доломите и др. Используя линии задержки, можно подавить эти

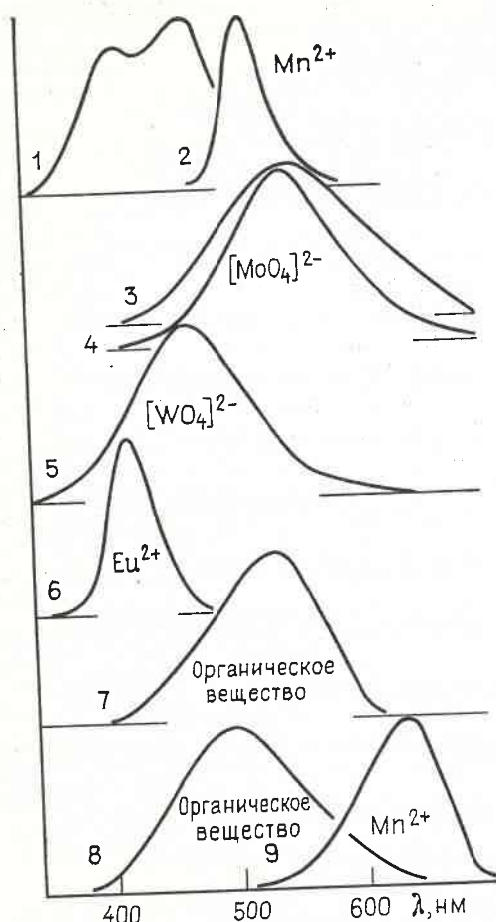


Рис. 1. Спектрально-кинетические характеристики важнейших люминесцирующих минералов (1—9), выявляемых при дистанционном зондировании ультрафиолетовыми лазерами: 1 — гидроцинкит (1), 2 — виллемит (100 ... 1200), 3 — перуцит (80 ... 200), 4 — повеллит (100 ... 200), 5 — шеелит (5 ... 30), 6 — флюорит (0,6), 7 — кварц (<0,02), 8 — кальцит с быстро затухающим белым свечением (<0,03), 9 — кальцит, с медленно затухающим красным свечением (40 000); для кривых 1, 3 центры свечения не установлены; выше в скобках даны значения τ , мкс в максимумах спектральных полос люминесценции

сверхбыстрые по затуханию импульсы и выделить только сигналы от неорганических веществ [14].

Выявление новых диагностических свойств минералов. Огромная плотность возбуждения в лазерном луче позволяет при обычных температурах наблюдать люминесценцию минералов, свечение которых обнаруживалось ранее только при охлаждении жидким азотом. Так, важнейшим диагностическим свойством касситерита оказывается его желтое свечение, датолита — синее, хлораргирита — бромаргирита —

зеленое, наблюдаемое при возбуждении УФ лампой при низкой температуре, а УФ лазером — при комнатной температуре [1, 5].

Достижением группы исследователей ВИМСа является индуцирование методами химической, термической, радиационной обработки поверхностных люминесцентных свойств у нелюминесцирующих в естественном состоянии самородного золота (красное свечение) и серебра (зеленое) [9]. Эти свойства могут быть положены в основу разработки новых методов экспрессного анализа содержания и форм выделения золота и серебра в рудах, а в дальнейшем, возможно, и предварительного обогащения их руд путем выделения в отвалы некондиционных.

Выявление новых типоморфных свойств минералов. Следующий пример наглядно показывает, что кинетическая характеристика τ может быть четким типоморфным свойством минералов.

Люминесценцию цирконов возбуждали мощным генератором рентгеновских импульсов с энергией 50 кВ, длительностью 20 нс/имп, частотой 100 кГц [10]. Регистрацию импульсов люминесценции проводили через монохроматор МДР-23 с помощью амплитудного анализатора АИ-256 и ФЭУ-100. Известно, что в спектре РЛ циркона полоса при 360 нм связана с распадом кислородного экситона, локализованного около примесного иона титана O_t^{*} [4]. Оказалось, что в данной полосе спектра у цирконов из пород мантийного происхождения постоянная времени затухания τ 2 ... 6 мкс, а у цирконов из пород корового происхождения она на порядок меньше, около 0,2 нс [10]. Такое соотношение τ объясняется чистотой цирконов кимберлитового и близкого к нему мантийного генезиса. Поэтому в них не происходит передачи энергии от основного возбужденного центра O_t^{*} к другим примесным центрам, отстоящим от него на много параметров решетки. Это приводит к уменьшению вероятности безызлучательной релаксации центра, увеличению времени пребывания его в возбужденном состоянии, т. е. к затяжке времени релаксации.

Наоборот, цирконы корового происхождения содержат на порядок больше примесей. В них происходит интенсивная передача энергии возбужденного

между различными центрами, и потому время релаксации короче. Установленное свойство дает принципиальную возможность различать цирконы кимберлитового и корового генезиса. Таким образом, циркон, обладающий пониженным τ , является дополнительным поисковым признаком на кимберлиты, наряду с хромсодержащими пиропами, шпинелидами, магнийсодержащими ильменитами, церийсодержащим апатитом.

Количественное определение минералов в шлихах и протолочках. Импульсная лазерная техника может быть применена для фазового анализа шлихов и протолочек, содержащих люминесцирующие минералы. Разработана методика, основанная на автоматическом подсчете отношения числа люминесцирующих частиц шеелита N к числу всех частиц пробы N_0 при сканировании лазерного УФ пучка по поверхности навески [6]. Основные характеристики методики следующие. Порог обнаружения шеелита 0,01 %; интервал количественных определений от 0,1 до 100 %; воспроизводимость соответственно от 18 до 5 %; время анализа от 30 до 3 мин; длины волн возбуждающих гармоник неодимового лазера $\lambda_4=266$ нм, $\lambda_3=355$ нм; частота импульсов 100 Гц; навеска 1 г с размером частиц от 10 до 300 мкм; скорость сканирования луча по навеске 2,3 имп/с. Определяют число люминесцирующих частиц и амплитуд импульсов, пропорциональных размеру отдельных частиц, с последующим их усреднением. Это позволяет перейти к достаточно точным количественным анализам люминесцирующих фаз в пробах. Разработан и изготовлен ЛОМО в нескольких экземплярах лабораторный микроскоп «Гармоника».

Дистанционное зондирование поисковых площадей. При ультрафиолетовом зондировании земной коры могут люминесцировать не только минералы, но и вода, почва, растительность, живые существа, техногенные продукты. Этим объектам присуща очень быстрая по разгоранию и затуханию люминесцентная компонента с $\tau < 0,01$ мкс, характерная для органических молекул. В минералах же центры неорганической природы имеют τ от 0,01 до $\sim 10^4$ мкс. Сильный люминесцентный сигнал практически всегда связан с рудными или жильными минералами.

способными люминесцировать при УФ облучении.

Основные отличительные свойства таких минералов — отсутствие в кристаллической структуре железа (не более 1 %) и присутствие катионов металлов с недостроенными электронными оболочками Ti^{1+} , Sn^{2+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , V^{5+} , Ti^{4+} , Ti^{3+} , TR^{2+} , TR^{3+} , Mo^{6+} , W^{6+} , U^{6+} [1]. Некоторые из них являются видообразующими в рудных минералах, способных к люминесценции (касситерит, хлораргирит, повеллит, шеелит, минералы уранила и ванадия). Другие из перечисленных элементов могут входить в кристаллическую решетку как примеси (от $\sim 0,01$ до 1 %), которые образуют центры свечения в рудных (сподумен, циркон, гидроцинкит, виллемит, церуссит и др.) и жильных (кальцит, доломит, флюорит, апатит, иногда барит, датолит, редко плагиоклаз) минералах.

Указанные рудные и редкие элементы-люминогены относятся к малораспространенным в земной коре по сравнению с петрогенными элементами (Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na, K). И потому в общей массе горных пород, в т. ч. и выходящих на поверхность, очень невелика доля люминесцирующих минералов. Преобладает же нелюминесцирующий геофон (на самом деле очень слабо люминесцирующий, ниже заданного порога). Этот геофон связан либо с порообразующими минералами, содержащими железо в кристаллической структуре (в пироксенах, амфиболах, слюдах, гематите, магнетите), либо с безжелезистыми минералами, не содержащими заметных примесей элементов-активаторов люминесценции указанных выше (в полевых шпатах, кварце, карбонатах).

Поэтому люминесцентный сигнал близок к нулю при съемке на площадях, перекрытых метаморфическими и осадочными толщами, а также в районах выхода на поверхность эффузивов и интрузивов. Появление же люминесцентных сигналов на определенных участках означает наличие геохимических аномалий, за которыми стоят структурные нарушения в коре, процессы геохимической дифференциации вещества с накоплением редких и рудных элементов и формированием рудных тел.

По типичным ассоциациям люминесцирующих минералов, детектируемых

по параметрам $\lambda^{изл}$ и τ основных центров свечения (ниже указаны в скобках), могут быть опознаны следующие геологические объекты: карбонаты, содержащие кальцит (Mn^{2+}) и апатит (Ce^{3+} , Eu^{2+}); пегматиты слюдоносные — плагиоклаз и микроклин (Eu^{2+}); пегматиты редкометалльные — сподумен (Mn^{2+}); скарны — кальцит (Mn^{2+}), датолит (Ce^{3+}), шеелит (WO_4^{2-} , MoO_4^{2-}); гидротермальные жилы — кальцит (Mn^{2+}), флюорит (Eu^{2+}), барит (центры зеленого, желтого, красного свечения), циркон (центры желтого свечения); зоны окисления месторождений урана (минералы уранила), молибдена (повеллит), цинка и свинца (гидроцинкит, церуссит), россыпи (циркон, касситерит). Вероятно, перечисленные люминесцирующие ассоциации минералов могут служить прообразом моделей для дистанционного распознавания люминесцентными лазерными локаторами — лидарами.

Существует несколько вариантов реализации таких лидаров. Фирма «Сцинтрекс» (Канада) разработала вариант лидара на вертолете для поисков руд урана, вольфрама, молибдена, цинка и свинца. Высота полета составляет 35—70 м, скорость 120 км/ч, освещенность умеренная (облачный день, затемненные склоны). Мощность лазера на красителях 50 мДж в импульсе, частота 30 Гц, диапазон перестройки лазера по длине волны от 220 до 760 нм, рабочая $\lambda=425$ нм, площадь пятна засветки на земле 400 см², расстояние между пятнами около 1 м. Селекция сигнала проводилась не только по λ , но и по τ . Порог обнаружения урана порядка 0,01 %, что соответствует попаданию в пятно засветки одного зерна урановой слюдки размером в миллиметр [12]. Опубликованные результаты убедительно подтверждают практическую эффективность метода [12—14]. Кроме того, сообщалось о возможности поисков руд олова, но конкретных материалов не приводилось.

Международный картель Пройзаг (ФРГ) разработал лидар на автомобиле для поисков молибденовых, вольфрамовых и полиметаллических руд [13]. Скорость автомобиля 40 км/ч, размах сплошной полосы засветки лазером при сканировании 10 м. Предусмотрен обдув поверхности для устранения пыли. Стоимость лицензии на

патент около 8 млн долл. Благоприятными регионами для проведения поисков считаются Пиренеи, Альпы, арктические районы Канады, Кордильеры и Анды, аридные зоны Северной и Южной Африки, Малой Азии. Сообщается, что были обнаружены рудопоявления шеелита в Турции.

В СССР люминесцентный лидар изготовлен в Институте общей физики АН СССР для поисков нефтяных разливов и идентификации нефтепродуктов. Лидар установлен на самолете. В Институте водных проблем СО АН СССР разработан лидар на катере в целях поисков нефтяных загрязнений на поверхности больших озер.

Для поисков твердых негорючих полезных ископаемых в ПГО «Аэрогеология» и НПО «Лазерная техника» (Ереван) создан совместно с ВИМСом испытан в 1988 г. макет лидара на контрольном разведанном объекте — шеелитовом месторождении Лермонтовское в Приморье [8]. Лидар, представляющий собой аэроспектрофлуориметр, установлен на вертолете МИ-8. Высота полетов 50 м. Использована 4-я гармоника с $\lambda=266$ нм твердотельного лазера, имеющего в качестве рабочего тела гранат с примесью неодима. Энергия лазера в импульсе 12—15 мДж, частота следования импульсов 10 Гц. Полеты по профилям вкост простирания рудных тел подтвердили возможность реализации нового метода поиска. Вместе с тем пока недостаточна мощность лазера, обеспечивающая порог обнаружения шеелитовых руд лишь на 2 % WO_3 . Очевидно, целесообразна замена неодимового лазера эксимерным (на красителях) в целях повышения мощности в импульсе до 200 мДж, что соответствует порогу обнаружения 0,1 % WO_3 .

Радиометрическое обогащение руд. Разрабатывая технологию рентгенолюминесцентного извлечения алмазов из руд, Г. О. Гомон, В. В. Новиков, В. С. Вьюнник и др. столкнулись с наличием значительных помех от других люминесцирующих минералов: плагиоклазов, кальцита, доломита, циркона, а также от вспышек света при соударении зерен кварца. Установлено, что на один регистрируемый кристалл алмаза приходится от 5 до 20 импульсов от сопутствующих минералов из кимберлитов. От этих помех удастся избавиться только проводя селекцию по

времени разгорания и затухания τ импульсов люминесценции алмаза и сопутствующих минералов [3].

Основной центр свечения в алмазе (А-центр), состоящий из двух ассоциированных атомов азота, имеет $\lambda_{изл} = 450$ нм и длительную компоненту люминесценции с $\tau = 3 \cdot 10^3$ мкс, которая наиболее удобна для селекции. Другие минералы характеризуются следующими по значению τ : кварц и плагиоклаз ~ 10 мкс, циркон ~ 1 мкс, карбонаты $\sim 10^4$ мкс. Можно подобрать время импульса τ , посылаемого генератором рентгеновского излучения, так, что сигналы быстро разгорающейся люминесценции плагиоклаза, циркона успевают достигнуть каждого своего 100%-го уровня. За время порядка τ алмаза сигнал последнего достигает примерно 30 %, а сигнал карбонатов всего 1—2 %. После этого сигналы проходят линию задержки, которая синхронизирована с задним фронтом рентгеновского импульса. За время задержки, также порядка τ алмаза, быстро затухающие импульсы люминесценции плагиоклаза и циркона, а также безынерционные искры от соударений кварца ослабнут до нуля. Импульс люминесценции алмаза ослабнет в 2—3 раза, примерно до 10 % от своего максимального значения, а импульсы медленно затухающей люминесценции кальцита и доломита останутся примерно на том же 1 %-м уровне, что и в момент заднего фронта рентгеновского импульса.

На выход поступает отфильтрованный по τ и λ сигнал алмаза, который затем подается на электропневмоклапан, сбивающий алмаз с ленты в накопитель ударом сжатого воздуха. Извлечение алмазов составляет 99,5 % для классов +0,5 мм [3].

Принципиально возможным, очень перспективным, хотя еще и не отработанным методом радиометрического обогащения руд является люминесцентно-лазерная сепарация. Ее преимущества связаны с повышением селективности по уровню сигнала, длинам волн возбуждения и излучения, временам разгорания и затухания, а также с большей безопасностью в работе по сравнению с ядерно-физическими методами радиометрического обогащения руд. Перспективность нового люминесцентного лазерного метода установлена в серии работ, проведенных в ВИМСе

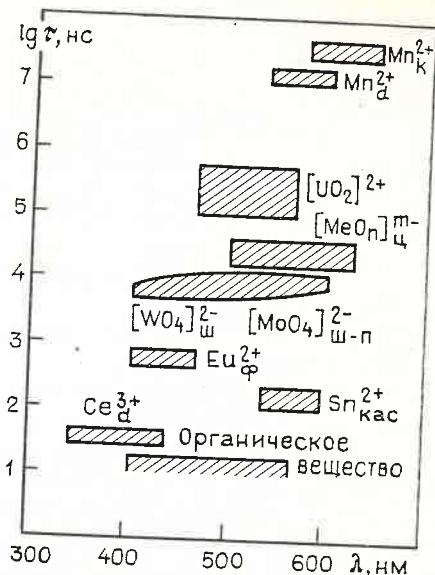


Рис. 2. Интервалы спектрально-кинетических характеристик важнейших люминесцирующих минералов, позволяющие выбрать «окно селекции» для их дистанционного обнаружения и сепарации в рудах (на примере шелита):

в нижних индексах у центров свечения указаны начальными буквами минералы, в которых преобладают сигналы этих центров; а — апатит, к — кальцит, кас — касситерит, п — повеллит, ш — шеллит, ф — флюорит, ц — циркон; в интервале происходит уменьшение сигнала в два раза

[2, 7, 9]. Определены люминесцентные характеристики ведущих минералов при лазерном возбуждении (рис. 2) [1, 5]. Выбраны оптимальные «окна селекции» по $\lambda_{изл}$, $\lambda_{возб}$, τ , отношению интенсивностей сигнала полезного минерала и фона от сопутствующих минералов для следующих минералов: алмаз, циркон, баделлит, сподумен, эвкрипит, шеллит, молибдошеелит, касситерит, датолит, данбуриит, апатит, флюорит, микроклин, золото и серебро (на поверхности включений золота и серебра в кусках породы образуется тонкая люминесцентная пленка после специальной химической обработки) [9, 11].

Получение указанных исходных характеристик минералов — первая стадия разработки нового метода сепарации. После выбора оптимальных параметров, составляющих окно селекции минерала, извлекаемого из руды, переходят ко второй стадии исследования — экспериментам по измерению сигналов на кусках различных классов крупности технологической пробы той же руды. Результат этой стадии иссле-

дования — определение в статическом режиме предельных показателей сепарации для изучаемого класса руды, т. е. прогноз ее обогатимости по лабораторным данным. Третья стадия исследований включает определение технологических показателей обогащения руды на сепараторе.

Пока опубликованы результаты определения предельных показателей обогащения люминесцентным лазерным методом в статистических экспериментах датолитовой руды месторождения Дальнегорское [9].

Проба состояла из кусков крупностью от 50 до 30 мм со средним содержанием 9,7 % B_2O_3 . Основные сопутствующие минералы — кальцит, геденбергит, гранат. УФ лазер возбуждал импульсы фиолетовой люминесценции центров Ce^{3+} в датолите, отличающиеся коротким временем затухания. По соотношению сигнала и фона (в основном от карбонатов) удастся выделить хвосты с отвалным содержанием 2,4 % B_2O_3 , которые составляют около 40 % массы исходной руды. В концентрат, содержащий 17,3 % B_2O_3 , выделяют 26 % ее массы. Остальное приходится на промпродукт, содержащий около 12 % B_2O_3 , направляемый на дальнейшее обогащение.

Получение концентрата непосредственно при сухом радиометрическом обогащении, сокращение и кондиционирование продукта для последующей жидкостной технологии дают экономии затрат и материалов, повышают извлечение бора и экологические показатели переработки руды.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Научные исследования по импульсной люминесцентной спектроскопии минералов и руд позволили определить основные характеристики и выяснить природу центров люминесценции в важнейших минералах (примерно в 70 видах), установить генетическую связь между присутствием примесных центров и типами горных пород и месторождений.

2. Выяснены перспективные рудные объекты поисков при люминесцентной съемке, для проведения количественного минералогического анализа и сепарации минералов люминесцентными методами при импульсном рентгеновском и лазерном облучении.

Эти прикладные разработки опережают мировой уровень в одних направлениях (радиометрическое обогащение руд, количественный минералогический анализ), но отстают в других (дистанционное зондирование поисковых площадей).

3. Отечественный технический уровень ниже ввиду отставания в создании мощных и надежных ультрафиолетовых лазеров, компьютерном обеспечении сложной аппаратуры, реализации опытно-конструкторских разработок, в особенности при создании комплексов для дистанционного зондирования поверхности земли, для люминесцентного лазерного обогащения руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горобец Б. С., Гафт М. Л., Подольский А. М. Люминесценция минералов и руд. — М.: ИПК Мингео СССР, 1989.
2. Горобец Б. С., Литвинцев Э. Г., Вальщиков А. В. Современное состояние и перспективы люминесцентного обогащения руд // Электронные методы обогащения. М., 1985. С. 44—45.
3. Горобец Б. С., Новиков В. В. Люминесцентное обогащение руд // Природа. 1991. № 3. С. 44—49.
4. Краснова А. А., Вотяков С. Л., Крохалев В. Я. Спектроскопия цирконов: свойства и геологические приложения. — М.: Наука, 1988.
5. Люминесцентно-спектральные характеристики наиболее распространенных минералов при возбуждении ультрафиолетовым лазером / В. А. Рассулов, А. А. Рогожин, Б. С. Горобец и др. // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1988. № 4. С. 474—479.
6. Мейснер Л. Б., Голубничий В. В. Лазерный оптико-геометрический метод определения концентрации люминесцирующих минералов в дисперсном материале // Сов. геология. 1987. № 7. С. 94—96.
7. Мейснер Л. Б., Кузьмин В. И. Основные принципы нелинейных оптических методов сепарации // Обогащение руд. 1986. № 5. С. 22—25.
8. Применение лазерно-флуоресцентного метода для дистанционного обнаружения минерала шеедита на поверхности земли / А. К. Бессмертный, Н. А. Васильев, В. М. Воевода и др. // Передовой научно-производственный опыт, рекомендуемый для внедрения в геолого-разведочной отрасли. М., 1989. Вып. 6. С. 24—29.
9. Применение люминесценции минералов при возбуждении лазером для крупнокусковой сепарации руд / М. Л. Гафт, В. А. Рассулов, Э. Г. Литвинцев и др. // Передовой научно-производственный опыт, рекомендуемый для внедрения в геолого-разведочной отрасли. М., 1989. Вып. 11. С. 39—53.
10. Смолянский П. Л., Харьков А. Д., Юдина И. А. Кинетика ультрафиолетовой рентгенолюминесценции — типоморфное

- свойство мантийных цирконов//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 2. С. 479—482.
11. *Boyd G. T.* Photoinduced luminescence from noble metals and its enhancement on roughened surfaces//Physical Review B. 1986. Vol. 33. Pt. 1, P. 7923—7936.
 12. *DeNeufville J. P., Kasdan A., Chimenti R. J. L.* Selective detection of uranium by laser-induced fluorescence: a potential remote sensing technique//Applied Optics. 1981. Vol. 20, N 8. P. 1279—1307.
 13. *Leike S.* Vorrichtung zur Fesstellung fluorescirender Stoffe un der Erdoberfache//Deutsches Patentamp. P. 3508193.7. 1985.
 14. *Seigel H. O., Robbins J.* Luminescence method — new method of air and ground exploration of ore deposits//ITC Journal, 1985. N 3. P. 162—168.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.3 : 553.065 (571)

© Коллектив авторов, 1991

Мутновское месторождение парогидротерм на Камчатке

Н. П. АСАУЛОВА, П. П. БЛУККЕ (ПО «Сахалингеология»),
С. В. ОСТАПЕНКО, Н. С. ОТМАН (ВСЕГИНГЕО),
С. Л. ПЕРВЕЕВ, М. В. ПИСАРЕВА (ПО «Сахалингеология»)

Мутновское месторождение парогидротерм расположено южнее г. Петропавловск-Камчатский и является частью крупного геотермального района, выделенного В. В. Аверьевым под тем же названием и характеризующегося интенсивной и разнообразной гидротермальной деятельностью. Первые наиболее полные сведения об этом месторождении были помещены в 1976 г. в книге «Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки».

Район представляет собой вулканическое нагорье с отметками 700—900 м над уровнем моря, изрезанное каньонообразными долинами рек Фальшивая, Жировая, Мутновская. На плато возвышаются экстрезивные купола, шлаковые конусы и два крупных действующих вулкана — Мутновский и Горелый.

На месторождении имеется несколько термальных полей (Северо-Мутновские, Дачные, Верхне-Мутновские, Верхне-Жировские, Нижне-Жировские) с весьма разнообразным характером термопроявлений. Максимальная температура выходов достигает 110 °С. Суммарная естественная тепловая разгрузка всей этой группы термопроявлений оценивается более чем в 126 тыс. кДж/с. Наиболее мощная среди них — Дачная группа с выносом тепла в 73,5 тыс. кДж/с (Е. А. Вакин и др., 1976). Предполагается, что все многообразные термопроявления, сосредоточенные в пределах указанной территории, генетически связаны между собой

и являются очагами разгрузки единой сложной гидротермальной системы.

Геологическое строение месторождения на основании анализа геолого-геофизических и гидрогеологических исследований, выполненных в комплексе, можно представить следующим образом. Мутновское месторождение приурочено к узкой грабеноподобной Северо-Мутновской депрессии, протягивающейся в субмеридиональном направлении к северу от Мутновского вулкана, захватывая периферические части вулканических построек вулканов Горелого и древнего разрушенного Жировского. Северо-Мутновская вулкано-тектоническая депрессия и окружающие ее вулканы находятся на участке сопряжения трех крупных линейных структур, выделенных Е. А. Лоншаковым в 1979 г.: Паратунско-Асачинской меридиональной раздвиговой зоны, Мутновской северо-восточной и Гореловской широтной зон разломов.

В районе месторождения первые две зоны четко контролируются современными термопроявлениями, вулканическими постройками, рудными телами. Разломы играют определяющую роль в строении месторождения. Они создают мозаичную блоковую структуру, особенно в его центральной части с площадью отдельных блоков от 0,02 до 4 км². Преобладают разломы северо-восточного простирания, выделенные по данным детальной гравиметрической съемки и электроразведки. Именно вдоль этого направления рас-

полагается область низких электрических сопротивлений (менее 10 Ом·м), в пределах которой обычно локализуются месторождения парогидротерм (рис. 1). По данным МТЗ в пределах Дачного участка выделена субвертикальная проводящая зона также северо-восточного простирания, которая рассматривается в качестве основного термоподводящего канала.

Геологический разрез месторождения представлен образованиями палеогенового (олигоценевого), неогенового и четвертичного возрастов. В нем выделяют два яруса. К нижнему относятся доверхнемиоценовые образования мощностью более 1,5 км, представленные вулканогенно-осадочными отложениями (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты) и древними вулканитами (лавы и туфы андезит-базальтов, базальтов, андезитов, андезит-дацитов, игнимбриты). Они осложнены пликативными дислокациями и прорваны интрузиями диоритов. К верхнему ярусу относятся верхнемиоцен-плиоценовые и четвертичные образования, сохранившие первичное залегание и представленные исключительно вулканитами. Мощность верхнего яруса достигает 1,2 км. Буровыми скважинами на месторождении вскрыт и изучен разрез, начиная с нижнего миоцена. Более древние образования закартированы в бассейнах рек Мутновская, Жировая и Фальшивая. Характерная особенность разреза, начиная с глубины 100—200 м, — интенсивные гидротермальные изменения пород. По комплексу вторичных минералов выделено несколько зон гидротермального изменения пород и среди них установлена зона, содержащая ассоциацию минералов (кварц-пренит-вайрацит), связанную с циркуляцией теплоносителя в паровой фазе.

Общая гидрогеологическая обстановка района определяется большим количеством атмосферных осадков, высокой проницаемостью пород в зоне выветривания и низкой — в остальной части разреза, сильной расчлененностью рельефа, густой сетью разрывных нарушений.

Степень изученности Мутновского месторождения по площади крайне неравномерна. Наиболее детально разведан Дачный участок, расположенный в центре месторождения, на водоразделе рек Жировая и Фальшивая

(рис. 1). Он подготовлен к опытно-промышленной разработке для обеспечения теплоносителем I очереди ГеоТЭС мощностью 50 МВт. Геологоразведочные работы проводятся еще на трех участках: Вулканный, Верхнемутновской и Верхнежировской. Эти участки выделены условно для удобства организации геологоразведочных работ. На Пенистом участке, примыкающем к месторождению на северо-западе, работы прекращены в связи с отрицательными результатами, полученными при бурении поисковых скважин.

Дачный участок имеет блоковое строение и состоит из четырех блоков, разделенных разломами. Центральный блок отличается значительно сокращенным разрезом миоцена и представляет собой горстовое поднятие по отношению к Восточному и Южному блокам.

В гидрогеологическом разрезе участка выделяют два комплекса с различными условиями питания, циркуляции и разгрузки подземных вод, а также и разными термодинамическими параметрами.

Верхний гидрогеологический комплекс, распространенный регионально и приуроченный к четвертичным образованиям, содержит в основном холодные воды. Водовмещающими породами являются вулканиты с повышенной трещиноватостью и в целом с высокими, хотя и неоднородными, фильтрационными свойствами. По данным опробования скважин коэффициенты водопроводимости пород изменяются в пределах $(5-1200) \cdot 10^{-12} \text{ м}^3$, коэффициенты проницаемости — в диапазоне $(0,03-4,7) \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$, средняя величина проницаемости комплекса достаточно высока и составляет $1,46 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$. Удельные дебиты скважин достигают 2 л/с и более. Воды в основном безнапорные, но при наличии местных водопоров могут приобретать напор. Распределение напоров в сглаженной форме повторяет характер рельефа. Градиенты напора весьма значительны — 0,03—0,07 [6]. Питание подземных вод яруса по всей площади месторождения происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, на что однозначно указывают данные по изотопному составу [3].

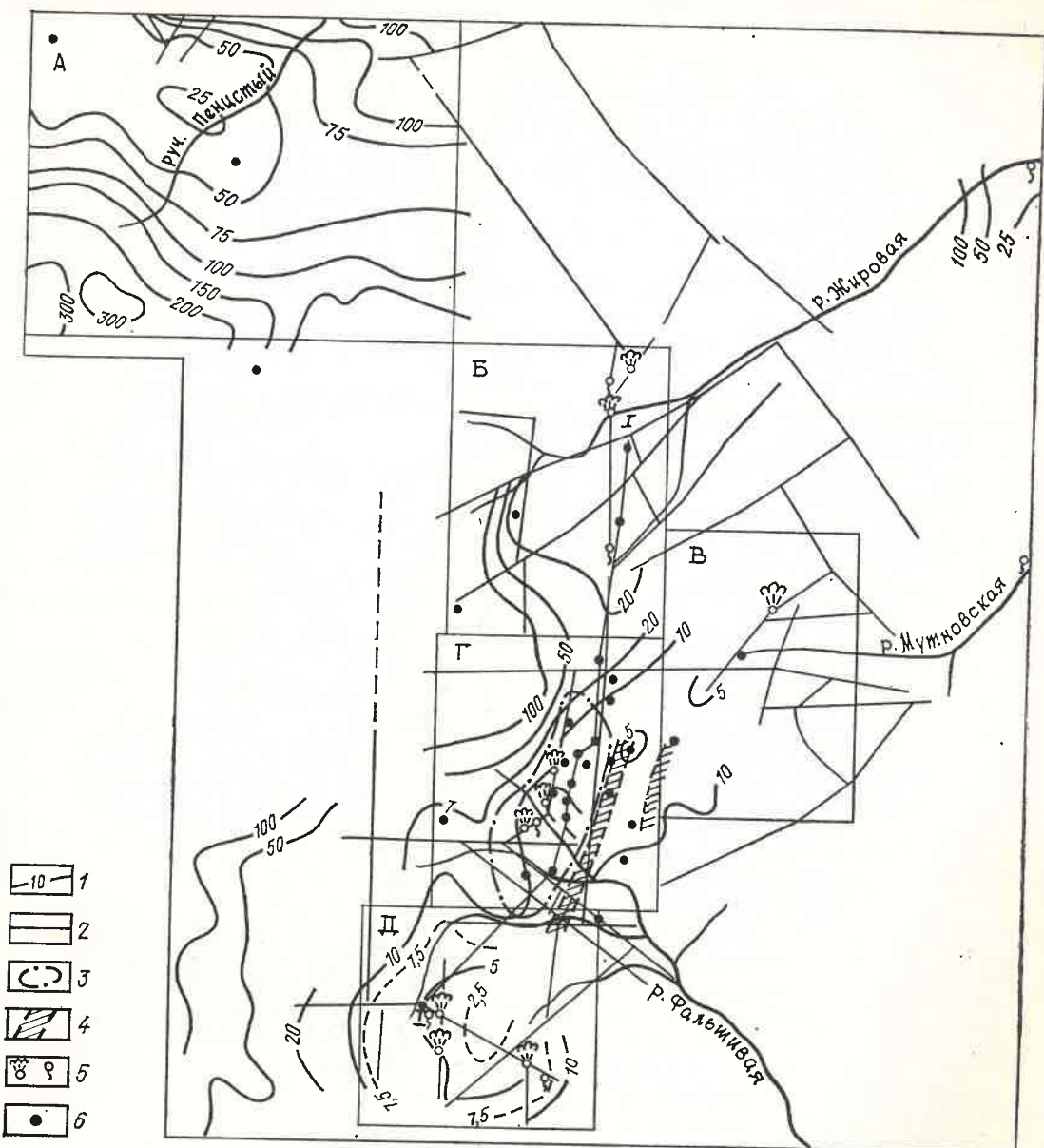


Рис. 1. Обзорная геолого-геофизическая карта Мутновского месторождения:

1 — изолинии удельных сопротивлений пород, Ом·м; 2 — разломы; 3 — граница пароконденсатной зоны; 4 — вертикальные проводящие зо-

ны на МТЗ; 5 — паровые струи и термальные источники; 6 — скважины; I—I — линия разреза, участки: А — Пенистый, Б — Верхнежировский, В — Верхнемутновский, Г — Дачный, Д — Вулканный

Нижний комплекс приурочен к мощной толще неогеновых образований, представленных разнообразными породами, среди которых преобладают вулканогенные (туфы, лавы, туфолавы, игнимбриты различного состава). В нижней части толщи выделяется довольно мощная пачка вулканогенно-осадочных отложений (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты). В целом породы значительно уплотнены и подвержены

гидротермальной переработке с заделыванием трещин и новообразованиями, в связи с чем их фильтрационные свойства значительно уступают параметрам верхнего комплекса. Проницаемость связана с дроблением и интенсивной трещиноватостью пород в основном в зонах тектонических нарушений. Поэтому преобладающий тип циркуляции подземных вод — трещинно-жильный. Для комплекса характерно низкое залегание статических

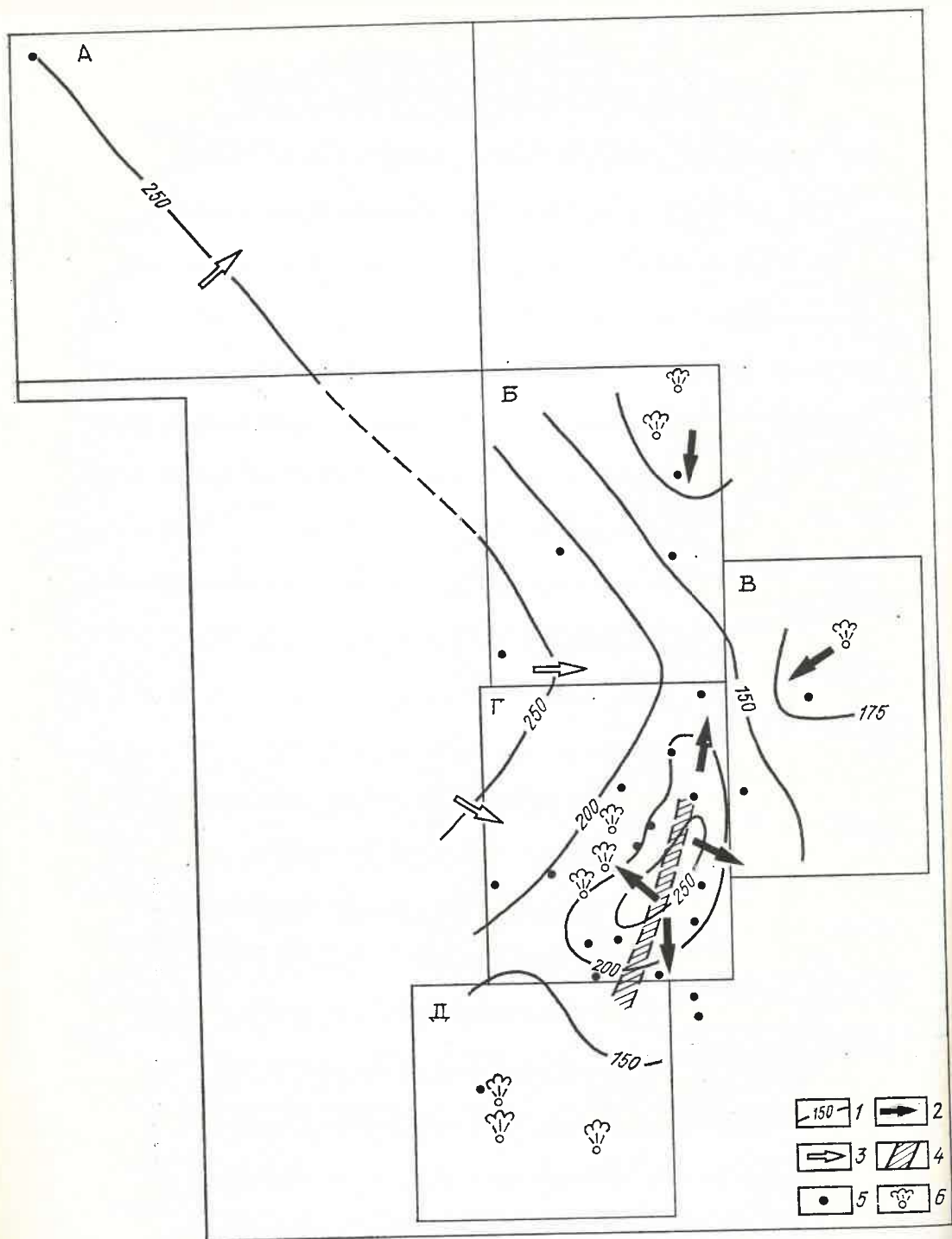


Рис. 2. Гидродинамическая схема нижнего водоносного комплекса:

1 — пьезонизогипсы на срезе с абсолютной отметкой —580 м; 2 — направление движения термальных вод (горизонтальная составляющая); 3 — направление движения термальных вод (вертикальная составляющая); 4 — проводящая зона по МТЗ. Остальные усл. обозн. см. рис. 1.

уровней подземных вод (на глубине 500—700 м), связанное, очевидно, с затрудненностью инфильтрационного питания при низком гипсометрическом положении области питания.

Характер распределения напоров и температур в нижнем водоносном комплексе на срезе — 580 м (рис. 2 и 3, а) позволяет сделать вывод о существовании здесь двух потоков: региональ-

но восходящего потока); 3 — направление регионального потока подземных вод; 4 — проводящая зона по МТЗ. Остальные усл. обозн. см. рис. 1.

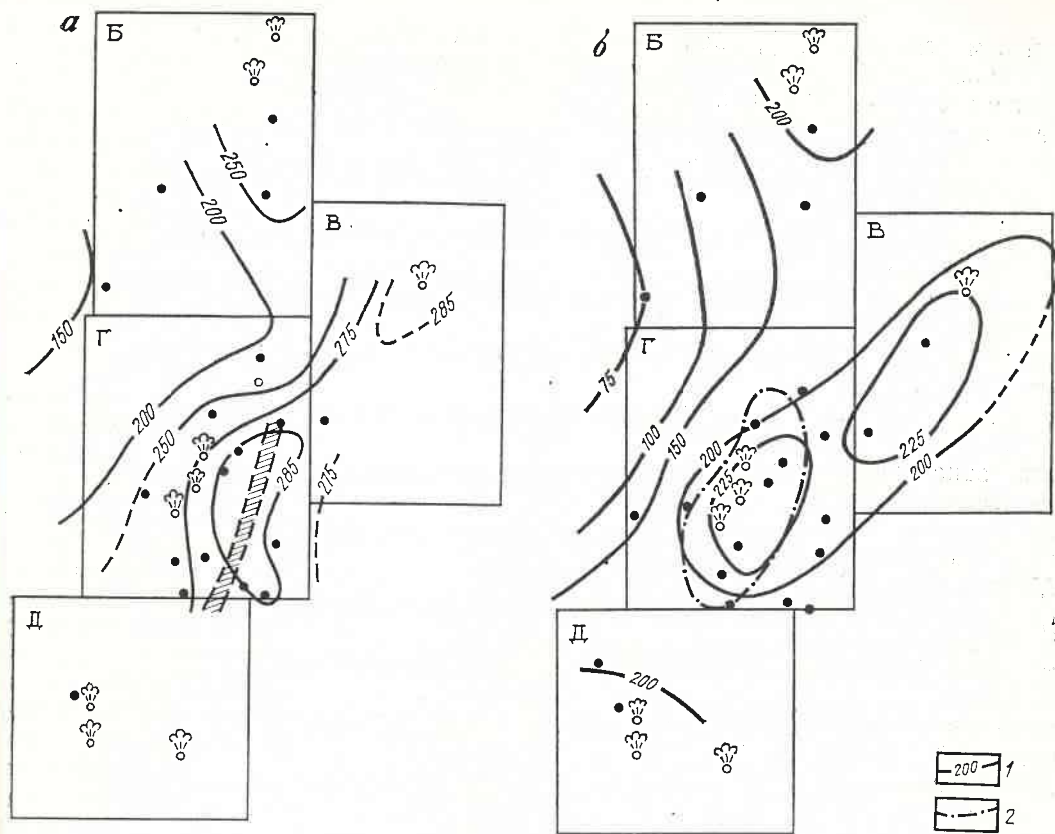


Рис. 3. Геотермические карты-срезы на абсолютных отметках — 580 м (а) и 0 (б); 1 —

изотермы, °С; 2 — граница пароконденсатной зоны. Остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

ного подземных вод, движущегося с запада на северо- и юго-восток, и локального термальных вод, сформировавшегося в результате разгрузки в этот комплекс глубинных гидротерм, что подтверждается наличием на картах в центральной части месторождения гидродинамического и геотермического куполов, практически совпадающих по расположению и ориентированных вдоль проводящей зоны, выделенной по геофизическим данным и рассматриваемой как термоподводящий канал.

Смещение геотермического купола к западу на срезе с абсолютной отметкой 0 м (см. рис. 3, б) свидетельствует об изменении положения центра разгрузки в верхних интервалах разреза, т. е. соответствующем смещению в западном направлении проводящей зоны. Фрагменты геотермического и пьезомаксимумов выделяются также в районах разгрузки Верхне-Мутновских и Верхне-Жировских парогидротерм.

Таким образом, подземные воды нижнего комплекса, с одной стороны,

питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, с другой, — за счет глубинного восходящего потока гидротерм. Области инфильтрационного питания нижнего комплекса служат северо-восточные склоны Мутновского вулкана и кальдера вулкана Горелого. Основной областью разгрузки предполагается океан, куда направлен поток подземных вод нижнего комплекса (см. рис. 2). Градиенты напора достаточно велики. В среднем по месторождению они составляют 0,05. Частичная разгрузка глубинного восходящего потока происходит по разломам на земную поверхность в виде Дачных термопроявлений (127 кг/с), Нижне-Жировских и Войновских источников (около 50 кг/с).

В нижнем комплексе выделяются две зоны, резко отличающиеся термогидродинамическими условиями, фазовым состоянием и режимом подземных вод. На наиболее прогретом участке в верхней части комплекса развита двухфазная парожидкостная зона. Ее контур на срезе с абсолютной отмет-

кой 0 м (см. рис. 3,б), проходящий в основании зоны, практически совпадает с геотермическим куполом. Двухфазная зона подстилается снизу зоной высокотемпературных «перегретых» вод, в однофазном состоянии имеющих более широкое региональное распространение по сравнению с верхней. Наличие в разрезе двух водоносных комплексов и присутствие в центральной части месторождения пароконденсатной зоны в верхней части нижнего комплекса подтверждается характером изменения давления с глубиной в скважинах участка Дачный [6]. Двухфазная зона характеризуется высоким паросодержанием и, соответственно, высокой энтальпией теплоносителя при выпусках из скважин (2,1—2,7 тыс. кДж/кг). По расчетам Ю. П. Тарана и В. П. Пилипенко, массовая доля пара в глубинном флюиде составляет 5—8 %, а объемная — 72—85 %. Паросодержание теплоносителя, выведенного скважинами на поверхность — 60—95 %, в среднем массовая доля не ниже 80 %.

Фильтрационные свойства пород в этой зоне оценивались по результатам опытных и опытно-эксплуатационных выпусков из скважин. Так, проводимость составила $(1,3—19) \cdot 10^{-12} \text{ м}^3$; коэффициент проницаемости $(0,4—16) \times 10^{-14} \text{ м}^3$. В нижней части комплекса глубже абсолютных отметок 0—200 м в интервале глубин 900—2100 м скважинами вскрывается зона «перегретых» вод с температурой 250—310 °С, находящихся в однофазном (жидком) состоянии. Энтальпия выведенного на поверхность теплоносителя составляет 1—1,5 тыс. кДж/кг, паросодержание 25—30 % (при рабочем давлении 0,7 МПа). Энтальпия ряда скважин несколько превышает (в среднем на 140 кДж/кг) энтальпию воды при соответствующих призабойных температурах. Это свидетельствует о том, что при выпусках из таких скважин процесс кипения проникает в пласт и эксплуатация ведется в условиях съема тепла горных пород в призабойной зоне скважин. Гидротермальные параметры этой зоны, полученные по результатам прослеживания уровня и удельной приемистости при наливах в отдельные скважины Дачного участка значительно ниже верхней. Значения коэффициента проводимости равны $(0,1—5,0) \cdot 10^{-12} \text{ м}^3$; коэффициенты про-

ницаемости $(0,02—1,7) \cdot 10^{-14} \text{ м}^2$ при среднем значении по участку $0,46 \times 10^{-14} \text{ м}^2$.

Газовый состав пароконденсатной зоны и зоны перегретых вод практически одинаков. Преобладающим компонентом является углекислый газ (50—95 %), в меньшем количестве присутствуют водород, сероводород, радон, азот, метан. Содержание газов в паровой фазе составляет 1—1,5 г/кг, или 0,12—0,19 %, в зоне перегретых вод около 0,02—0,08 л/кг или 0,002—0,012 %. По сравнению с другими геотермальными месторождениями мира теплоноситель характеризуется невысоким газосодержанием и небольшим содержанием основного вредного газа — сероводорода (0,0016—0,012 %).

Воды хлоридного натриевого состава с высоким содержанием хлора до 250—300 мг/л и кремниевой кислоты 120—820 мг/л, минерализацией 1,5—2,5 г/л, нейтральной или слабощелочной реакцией среды. Наиболее минерализованные воды установлены в центральной части участка, в области максимальных температур. Конденсат пара гидрокарбонатно-аммонийного или гидрокарбонатно-сульфатно-аммонийного состава, минерализацией 0,02—0,05 г/кг, низким содержанием хлора (до 10—15 мг/л) и кремниевой кислоты (единицы — первые десятки мг/л). Химический состав теплоносителя на устье скважин пароконденсатной зоны зависит от соотношения паровой и водной фаз, но, как правило, минерализация значительно меньше 1 г/л (сотые, реже десятые доли).

На участке Дачный теплоноситель кондиционных параметров получен в 13 скважинах, которые были опробованы опытными выпусками на нескольких режимах давления, что позволило оценить продуктивность скважин и выявить закономерность изменения расхода и энтальпии (паросодержания) теплоносителя в зависимости от режима работы скважины. Производительность паровых скважин колеблется в широком диапазоне — от 3,5 до 30 кг/с (при рабочем давлении 0,7 МПа). Среди скважин, выводящих ПВС, максимальная производительность составляет 54 кг/с теплоносителя при расходе пара 16 кг/с. Средняя продуктивность по пару как тех, так и других скважин составляет около 12 кг/с.

Геологоразведочные работы, проведенные на данном этапе, позволили оценить эксплуатационные запасы парогидротерм по промышленным категориям лишь в центральной части Мутновского месторождения на участке Дачный. Запасы оценивались гидравлическим методом по результатам длительного группового опытно-эксплуатационного выпуска (ОЭВ) с использованием одиночных опытных выпусков. В подсчет вошли данные опробования 13 скважин, из которых семь вскрыли пароконденсатную зону и шесть — водонасыщенный коллектор. Общая величина эксплуатационных запасов составляет 236,3 кг/с пароводяной смеси со средней энтальпией по участку 1,6 тыс. кДж/кг. В пересчете на пар (при устьевом давлении 0,7 МПа) это составит 107 кг/с, что эквивалентно 54 МВт электрической мощности ГеоТЭС.

Обобщение результатов геолого-геофизических и других исследований позволило представить Мутновское месторождение в виде следующей принципиальной модели, положенной в основу при подсчете запасов и ресурсов теплоносителя. Месторождение приурочено к тектонически ослабленной зоне, сформировавшейся, по-видимому, в результате внедрения магматической интрузии и отличающейся повышенной проницаемостью по сравнению с окружающими породами. По геофизическим данным магматический очаг являющийся источником тепловой энергии, расположен на глубине 6—8 км. Источником водного питания служит нисходящая инфильтрация атмосферных вод за пределами месторождения, на что указывают данные изотопных анализов. Тепловая конвекция, возникающая при нагревании подземных вод на глубине в районе магматического очага и обусловленная значительной разностью плотностей горячих и холодных вод, создает восходящий поток высоконагретых вод, который поднимается по проницаемым зонам от теплового очага в верхние горизонты разреза. На наличие восходящего потока гидротерм однозначно указывает куполообразное распределение изотерм (см. рис. 3) и значительное превышение вертикального градиента напора в центральной части месторождения над гидростатическим. Одна часть восходящего потока разгружает-

ся в проницаемые горизонты неоген-четвертичных образований на глубине 1—2 км, формируя зону латерального растека.

Другая часть, поднимаясь к поверхности, теряет давление и вскипает, когда температура и давление достигают состояния насыщения. Осредненный уровень кипения на участке Дачный располагается между абсолютными отметками разреза от 0 до минус 200 м. Таким образом, в верхней части разреза формируется пароконденсатная зона, содержащая двухфазный теплоноситель с преимущественным содержанием пара. Площадь этой зоны на участке Дачный составляет 2 км². По периферии пароконденсатная зона ограничена слабопроницаемыми гидротермально измененными породами.

Как показывают геофизические данные, гидродинамические и геотермические построения участки Вулканский, Дачный и Верхне-Мутновский, по-видимому, являются единой гидротермальной системой, имеющей общие источники теплового и водного питания. Таким образом, можно предполагать существование единого восходящего потока вдоль зоны, протягивающейся от Северо-Мутновских до Верхне-Мутновских парогидротерм на расстояние 8—10 км.

Величина естественных ресурсов месторождения определяется мощностью восходящего потока, их формирующего. Для наиболее изученного Дачного участка она может быть ориентировочно рассчитана по имеющимся материалам разведки. Удельная плотность восходящего потока Q выражается зависимостью:

$$Q = K/v(\text{grad } P - \rho g), \quad (1)$$

где K — проницаемость, м²; v и ρ — кинематическая вязкость, м²/с и плотность теплоносителя при данной температуре, кг/м³; g — ускорение свободного падения, м/с²; $(\text{grad } P - \rho g)$ — разница между фактическим градиентом давления, замеренным в скважинах зоны перегретых вод для наиболее представительного по числу наблюдений интервала глубин (минус 200 — минус 700 м) и рассчитанным гидростатическим градиентом давления в этом же интервале.

Таким образом, удельная плотность восходящего потока при средних расчетных параметрах зоны перегретых

вод участка Дачный составляет $94 \text{ кг/с} \cdot \text{км}^2$ (градиент избыточного давления — $2,7 \cdot 10^3 \text{ Па/м}$, проницаемость $0,0046 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$) и вязкость воды при средней температуре 270°C ($1,32 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$). При данной плотности мощность восходящего потока, или естественные ресурсы участка Дачный площадью в $6,5 \text{ км}^2$ оцениваются в 612 кг/с . Паровая составляющая восходящего потока при эксплуатационном давлении $0,7$ равна 141 кг/с , что может обеспечить мощность ГеоТЭС в 70 МВт .

Оценка естественных ресурсов участка Дачный, выполненная по формуле (1), носит приближенный характер вследствие неопределенности выбора площади восходящего потока и, в большей степени, условности распространения коэффициента проницаемости, установленного здесь по данным наливов.

Кроме естественных ресурсов, эксплуатационные запасы месторождения обеспечиваются статистическими запасами тепловой энергии коллектора месторождения. Естественные тепловые запасы W определяются объемом коллектора V , его теплоемкостью c , допустимым снижением температуры ΔT и коэффициентом извлечения тепла n

$$W = nc \Delta T V. \quad (2)$$

Расчет объема коллектора велся на основе карт-срезок температурного поля участка Дачный, две из которых показаны на рис. 3. Для расчетов брали объем породы, ограниченный сверху и в плане температурой 240°C , снизу — глубиной вскрытого разреза 2000 м . Объем составил $8,9 \text{ км}^3$. Допустимое снижение температуры равно разнице между средней начальной температурой в выделенном объеме, установленной по картам-срезкам и составившей 280°C , и допустимой конечной температурой, определяющейся минимальной энтальпией скважин, при которой они работают в устойчивом режиме, равной 220°C . Теплоемкость коллектора определяется в основном теплоемкостью слагающих его пород и равна $2700 \text{ кДж/м}^3 \cdot ^\circ \text{C}$. Коэффициент извлечения n для данного типа месторождений составляет $0,3$. Следовательно, естественные тепловые запасы Дачного участка будут $4,32 \cdot 10^4 \text{ кДж}$,

а расход извлекаемого тепла в течение расчетного срока эксплуатации (30 лет) $4,57 \cdot 10^5 \text{ кДж/с}$. Естественные тепловые запасы расходуются на нагрев привлекаемых к участку законтурных вод, средняя температура которых около 100°C (см. рис. 3). При этом энергетические затраты на нагрев 1 кг воды до 250°C составляют 665 кДж [5]. Естественных запасов хватит на нагрев 687 кг/с теплоносителя со средним содержанием пара $0,2$, что обеспечит работу ГеоТЭС мощностью в 70 МВт . Суммарная величина прогнозных ресурсов Дачного участка, включающих естественные ресурсы и статические запасы, равна 140 МВт электрической мощности. Таким образом, оцененные по результатам опытных работ эксплуатационные запасы участка Дачный в 54 МВт полностью обеспечены естественными ресурсами и статическими запасами теплоносителя.

Прогнозная оценка энергетической мощности всего Мутновского месторождения производилась методом аналогии — было сопоставлено рассматриваемое месторождение с хорошо изученными зарубежными однотипными месторождениями, имеющими установленные запасы. Правомерность такого сопоставления обоснована общностью условий формирования и локализации месторождений парогидротерм, что позволяет достаточно надежно осуществить выбор эталонного объекта — аналога [4]. Прогнозная энергетическая мощность (в МВт) рассчитывалась по формуле:

$$N_{\text{эл}} = F q_{\text{эл}}, \quad (3)$$

где $q_{\text{эл}}$ — модуль эксплуатационных запасов, МВт/км^2 ; F — площадь месторождения (участка), км^2 .

Величина модуля эксплуатационных запасов для группы месторождений-аналогов, выделенных по комплексу показателей [4], изменяется от $6,3$ до $14,7$ при среднем значении $10,1 \text{ МВт/км}^2$, которое и было принято для прогнозной оценки Мутновского месторождения (см. таблицу). Площадь месторождения и отдельных его участков принята по данным электроразведки, как зона развития пород с сопротивлением менее $10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (см. рис. 1), поскольку месторождения парогидротерм локализованы, как правило, в пределах зон с указанной проводимостью.

Достаточно близкая сходимость величин прогнозных ресурсов участка Дачный, полученных различными методами, показывает правомерность применения метода аналогии для подобных оценочных расчетов и реальность полученных результатов. Таким образом, прогнозная мощность Мутновской ГеоТЭС на базе всего месторождения оценивается в 200—220 МВт.

Комплексный анализ результатов исследований Мутновского месторождения позволил сделать следующие выводы:

1. Формирование Мутновского месторождения связано с активным восходящим потоком гидротерм, длительное геологическое время разгружающихся на земную поверхность, и обусловивших существование близповерхностной термогидродинамической аномалии.

2. Специфика месторождения заключается в том, что в продуктивном комплексе выделяются две зоны, отличающиеся термогидродинамическими условиями и фазовым состоянием теплоносителя: парожидкостная с преобладанием пара и зона перегретых вод.

3. Эксплуатационные запасы теплоносителя в центральной разведанной части месторождения (участок Дачный) полностью обеспечены естественными ресурсами и статическими запасами. Этот участок подготовлен к опытно-промышленной эксплуатации для ГеоТЭС мощностью 50 МВт.

4. Прогнозные ресурсы всего Мутновского месторождения оцениваются в 200—220 МВт.

Прогнозная оценка геотермальных ресурсов Мутновского месторождения

Участок	Площадь участка по данным электро-разведки, доступная для освоения, км ²	Прогнозная энергетическая мощность, МВт
Дачный	10,7	108
Вулканный	7,2	73
Верхне-Мутновский	3,0	30
Верхне-Жировской	0,8	8
Всего	21,7	219

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блукке П. П., Остапенко С. В. Оценка проницаемости пароконденсатной зоны Мутновского месторождения по данным выпусков и нагнетаний//Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1989, № 4. С. 93—96.
2. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм/Под ред. В. М. Сугробова. М.: Наука, 1986.
3. Использование трития при исследовании Мутновской геотермальной системы/Ю. Б. Селецкий, Н. С. Отман, С. В. Остапенко и др.—Советская геология, 1990, № 2. С. 107—113.
4. Отман Н. С. Прогнозная оценка теплоэнергетической мощности месторождений парогидротерм методом аналогии//В кн.: Изучение и оценка ресурсов минеральных, термальных и промышленных вод.—М. 1989. С. 33—42.
5. Ривкин С. Л., Александров А. А. Теплофизические свойства воды и водяного пара.—М.: Энергия, 1980.
6. Теплогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм/С. В. Остапенко, Н. С. Отман, А. А. Шпак и др.—Советская геология, 1987, № 3. С. 108—114.

Принята редколлегией 24 сентября 1990 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 553.078

О выделении двух таксономических рядов металлогенических терминов

Ю. М. ШУВАЛОВ, Г. Б. КОЧКИН (ВСЕГЕИ)

Представления о металлогенических системах и закономерностях их строения служат научно-методической основой прогнозирования полезных ископаемых и являются частью комплексного металлогенического анализа, развиваемого школой ВСЕГЕИ.

Подход к металлогеническим объектам различного иерархического ранга, представляю-

щим собой дискретные сложно построенные элементы рудных систем, требует их четкой классификации [Е. Г. Шаталов, 1963; Г. А. Габриэлянц, 1965; 2; 3; 5; 8]. Понятная база металлогении, к сожалению, еще достаточно не разработана. Это связано не только с поздним развитием ее как науки, синтезирующей разнообразные геологические знания,

Виды объектов

Иерархические группы	Виды объектов					Рудные
	Металлогенические	Геотектонические	Структурно-вещественные	Геохимические	Гидротермально-метасоматические	
I-A	Металлогенические пояса	Подвижные пояса, платформенные и их части	Структурно-формационные комплексы	Геохимические пояса и провинции	Сообщество региональных метасоматических формаций	Рудные комплексы
I-B	Металлогенические провинции, рудные провинции					
II-A	Структурно-металлогенические зоны	Структурно-формационные зоны и области соответственно линейного и изометрического типов	Геологические формации и их сообщества	Геохимические зоны и области	Комплекс региональных метасоматических формаций	Рудные формации
II-B	Минерагенические области					
III-A	Рудные районы	Геотектонически обособленные фрагменты структурно-формационных зон	Характерные по-тенциально рудопосные геологические формации	Геохимические районы и узлы	Региональная гидротермально-метасоматическая формация	Рудные формации и их минеральные типы
III-B	Рудные узлы					
IV-A	Рудные поля	Конкретные геотектонические сооружения (вулканотектонические постройки, зоны разлома, продуктивные толщи и др.)	Ассоциации геологических тел	Площадные геохимические аномалии и их группы	Генерации гидротермалитов и минеральных тел	Минеральные типы рудных формаций
IV-B	Месторождения					
Внепорядковые	Трансформные рудоконтролирующие зоны	Скрытые зоны разломов, стволые зоны малых интрузий, отдельные геоблоки	Специфические геологические формации	Геохимические зоны нарушения распределения	Барьерные зоны региональных метасоматических формаций	Рудные формации и их минеральные типы

Примечание. Особенности всех групп объектов, кроме металлогенических поясов и провинций, рассматриваются на время рудообразования, т. е. как элементов дискретного ряда, фиксируемых в определенной, соответствующей этому времени, геосторической обстановке; каждая из выделенных четырех иерархических групп металлогенических объектов включает весьма близкие по своей сущности металлогенические таксоны, различающиеся нередко лишь размерами и формой (см. табл. 2); именно для них в конкретных регионах взаимозаменяют друг друга; для других видов объектов подобное разделение еще более затруднено и нуждается в дальнейшей разработке.

2. Сопоставление двух таксономических рядов терминов для металлогенического и экономико-географического районирования рудоносных территорий

Иерархические группы	Ряды терминов		Преимущественные формы и размеры, км ²	Масштабы карт для выделения соответствующих объектов
	Металлогенические (историко-геологические)	Экономико-географические (экологические)		
I	Металлогенический пояс	Рудоносная провинция	Линейная, 10 ⁷	Обзорные, 1 : 250 000— 1 : 1 000 000
	Металлогеническая провинция		—	
	Рудная провинция		Изометричная, 10 ⁶	
II	Структурно-металлогениче- ская зона	Рудоносная область	Линейная, 10 ⁵	Мелкомасштабные, 1 : 500 000
	Минерагеническая область		Изометричная, 10 ⁴	
III	Рудный район	Рудоносный район	Изометричная, 10 ³	Среднемасштабные, 1 : 200 000
	Рудный узел		Изометричная, 10 ²	
IV	Рудное поле	Месторождение	Различной формы, 10 ² —10	Крупномасштабные, 1 : 50 000
	Месторождение		Различной формы, 10	
Внепорядковые	Трансформная рудоконтроли- рующая зона	Рудоносный геоблок	Линейная, различной раз- мерности, 10 ³ —10	Различные масштабы, 1 : 1 000 000—1 : 50 000

но и с практикой приспособления к металлогеническим объектам уже существующих терминов, в частности, таких общепотребляемых в геологии понятий как месторождения, рудные узлы, районы, области и др. Последние используются также в географии, экономике, экологии, что позволяет считать их терминами свободного пользования.

Исходя из системного анализа применительно к рудообразующим системам различного иерархического уровня, мы приходим к необходимости упорядочения понятийной базы металлогении и уточнения иерархических рядов металлогенических подразделений. Сложившаяся к настоящему времени совокупность наиболее употребляемых металлогенических таксонов сжато систематизирована в табл. 1.

Не останавливаясь на характеристике всех элементов таблицы, отметим, что в ней показана взаимосвязь металлогенических объектов с соответствующими объектами, несущими другую геологическую информацию (горизонтальные ряды), а также установлена иерархия их с выделением пяти порядков по размерности (вертикальные ряды).

Как известно, важную роль при дальнейшем совершенствовании каждой классификации должна играть ее практическая направленность или целевое использование. Такими различными целями, в первую очередь, являются металлогеническое, экономическое или экологическое районирование территорий, т. е. выяснение взаимосвязей рудных объектов с историко-геотектоническими или, напротив, ландшафтно-географическими особенностями регионов и др. В этом плане в порядке дальнейшего совершенствования классификаций предлагается использовать два таксономических ряда терминов: для собственно металлогенического (историко-геологического) и экономико-географического, геоэкологического районирования рудоносных площадей (табл. 2).

Первая группа терминов (собственно металлогеническая) включает понятия, имеющие историко-геологическое содержание, а вторая несет в основном экономико-географическую нагрузку, причем последняя нуждается в совершенствовании. Для всех указанных таксонов приводятся их формы и преимущественные площадные размеры. В качестве внемасштабных, т. е. имеющих различные размеры, в «металлогенической шкале» терминов выделены

рудоконтролирующие трансформные зоны, а в «географо-экономической» шкале — соответственно рудоносные геоблоки. Другие, не указанные в таблице термины могут рассматриваться как термины свободного пользования, из которых наиболее часто встречаются «металлогеническая» и «рудная» зоны.

Металлогенические и экономико-географические объекты каждого ранга изучаются и отражаются на картах различных масштабов. В частности, структурно-металлогенические зоны и минералогические области, а также их экономико-географические аналоги, являются объектами мелкомасштабных металлогенических исследований и соответствующих оценок при подготовке народнохозяйственных планов. Рудные районы и узлы и соответственно рудоносные районы и узлы изучаются при среднемасштабных прогнозных работах, особенно при более детальной проработке технико-экономических показателей территориально-промышленных комплексов и горнодобывающих комбинатов. Наконец, крупномасштабные прогнозные работы характеризуются выделением рудных полей и месторождений как завершающих этапов длительного процесса прогнозирования, поисков, разведки, экономической и экологической оценки конкретных площадей [1, 2, 4, 6, 7].

Изложенные предложения по использованию в практических целях двух иерархических рядов рудных объектов (с предлагаемым разграничением понятий) имеют особо важное значение в настоящее время в связи с необходимостью расширения работ по геолого-экономическому и геоэкологическому районированию СССР.

Предлагая использование двух таксономических рядов рудоносных территорий, следует подчеркнуть, что при районировании металлогенических объектов мы соотносим их с геотектоническими, структурно-вещественными, геохимическими и другими объектами соответствующей размерности, характеризуя в целом рудоформирующую систему данного уровня. При выделении же географо-экономических таксонов основное внимание направлено на пространственно-территориальное распределение рудных объектов, особенности их ландшафтно-географического положения и учет других факторов, необходимых для экономических, экологических и других прикладных оценок рудоносных территорий.

УДК 553.64

© Р. Н. Макрушин, Ю. А. Киперман, 1991

Модель взаимосвязи фосфатогенеза с металлогенией и региональными палеотектоническими факторами в фанерозое

Р. Н. МАКРУШИН, Ю. А. КИПЕРМАН (ВИЭМС)

Эффективность планирования и проведения начальных стадий геологоразведочных работ зависит от совершенствования, результативности прогнозных исследований на металлы и неметаллы, в т. ч. оценки ресурсов категории Р₃. Наиболее перспективное направление в развитии подобных исследований связывается с совершенствованием формационного анализа [10]. Для решения проблем цикличности в тектонической эволюции земной коры (результаты

которой наблюдаются на дневной поверхности) восстанавливают палеоструктурные планы, сформировавшиеся в различных геотектонических режимах и палеогеотектонических обстановках.

По мнению В. И. Смирнова [14], на фоне тектонической эволюции структурного плана земной коры наблюдается определенное постоянство в проявлении базальтоидного магматизма и связанного с ним оруденения глубоко-

ких и приповерхностных фаций. Для всех тектоно-магматических эпох эти фации представлены ультрамафитами с хромитами, базитами с титано-магнетитами, плагиогранитами со скарновыми рудами железа, меди, ранными вулканитами с колчеданными месторождениями и значительными выносами фосфора в морские бассейны.

С особенностями тектонической эволюции структурных планов, их перестроек связаны разнообразные фации магматизма и связанное с ними рудообразование [12] (таблица). Наиболее полно это можно проследить в фанерозое.

Статистические сведения об известных сегодня месторождениях металлов, а также фосфоритов свидетельствуют о том, что преобладающая их часть возникла в фазы тектоно-магматических активизаций, иногда связанных с активным развитием структурных планов (например, герцинского — Полярный Урал, Казахстан), или чаще — с фазами их перестроек [10, 11, 14]. Изменения структурных планов, сформировавшихся в позднем рифее, венде, герцинском, юрско-меловом, олигоценном тектонических циклах, сопровождалась на значительных территориях между древними платформами, а также в зоне перехода континент — Тихий океан, основным — средним магматизмом, соответствующим рудообразованию, в т. ч. и фосфоритообразованию. Перестройка структурных планов, возникших в среднем рифее и венде (юдомии) в Восточной Сибири, Монголии, Китае, а в Средиземноморье и Северной Африке в юрско-меловое время, сопровождалась мощным выносом фосфора из эндогенных источников в морские бассейны и фосфоритонакоплением [1—3, 5—8, 12, 13].

Кларк фосфора в земной коре — 0,09, в ультраосновных породах — 0,017, основных — 0,14, средних — 0,16, кислых — 0,07 (А. П. Виноградов, 1962). По материалам советских и зарубежных исследователей А. Л. Яншин (1980) систематизировал и опубликовал количественные данные о концентрации в ядре и мантии Земли преобладающей части фосфора — порядка 77 208 геотонн. Эти и другие факты, опубликованные в печати (Н. Г. Бродская, 1974; Н. С. Зайцев, И. С. Боровская и др., 1990) являются важным основанием для исследователей связывать периодические выносы значительного количества фосфора в морские бассейны с эпохами тектоно-магматической активизации, проявлениями магматизма основного — среднего состава.

Фосфор как активный комплексобразователь дает в водных бассейнах в процессе осадконакопления соединения с кальцием, железом, марганцем и другими металлами при формировании осадочных, эффузивно-осадочных месторождений (содержание P_2O_5 до 2%), а в наиболее благоприятных условиях — месторождения фосфоритов (содержание P_2O_5 до 30%). Особое место в эпохах фосфоритонакопления занимают также фазы вторичного переноса фосфора, формировавшие месторождения в породах выветривания и осадочных терригенных формациях. Это в определенной степени затрудняет установление генезиса фосфоритов, их геохронологическое моделирование и, следовательно, прогнозную оценку перспективности территорий для различных временных интервалов.

Широкое площадное распространение на материках месторождений фосфоритов осадочно-морского происхождения установлено в результате предшествовавших исследований советских и зарубежных геологов [1—7, 15]. Общеизвестно, что причиной самых крупных концентраций фосфоритов в Западной и Восточной Сибири, Монголии, Китае, Каратау и др. (поздний протерозой — ранний кембрий), в Скалистых горах США (пермь), в Северной Африке и странах Ближнего Востока (поздний мел — ранний палеоген) явилось сочетание ряда благоприятных региональных палеотектонических факторов и частных локальных предпосылок фосфоритонакопления: климатических, гидродинамических, органических, тектонических, (конседиментационные поднятия и др.).

В Западной и Восточной Сибири, северо-западной Монголии, Каратау наиболее древняя промышленная концентрация фосфоритов фанерозоя приурочена к пограничным горизонтам позднего венда — раннего кембрия, образовавшихся в этап перестройки структурного плана венда.

В Западной и Восточной Сибири раннекаледонские движения зафиксированы стратиграфическим несогласием между отложениями алданского яруса нижнего кембрия и более древними образованиями. В пределах Восточно-Европейской платформы и сопредельных геосинклиналей венда происходило сокращение площадей осадконакопления в поздневендско-раннекембрийское время на северо-востоке Русской плиты, Полярном, Южном Урале, в Казахстане. Однако осадки алданского и ленского ярусов нижнего кембрия продолжали накапливаться в прогибах венда. Следовательно, структурный план венда в основных чертах сохранялся в пределах древних платформ и сопряженных геосинклиналей до среднего кембрия, что является важным палеотектоническим критерием при выделении перспективных фосфоритоносных площадей, включающих поздневендско-раннекембрийскую фазу фосфоритонакопления.

Лишь максимальные мощности осадков, распределение фаций амгинского-майского ярусов среднего кембрия подчеркивают изменение контуров отрицательных структур вендского тектонического этапа и отмечают постепенный поворот осей их максимального прогибания от широтного к северо-восточному (почти на 45°) на фоне предшествовавшей большей амплитуды прогибания Сибирской платформы, по сравнению с Восточно-Европейской (Р. Н. Макарушин, 1974, 1978).

Раннекаледонские движения, возникшие при постепенном повороте осей разрядки тектонических напряжений в земной коре от широтного к северо-восточному простиранию, сопровождались генерацией и внедрением магм основного — среднего состава лишь в сопряженных с древними платформами геосинклиналях (Северный, Южный Казахстан, Западный и Восточный Саян, Байкало-Патомское нагорье) испытавших наибольшие амплитуды прогибаний в венде — раннем кембрии. При сравнительно значительном площадном развитии вендско-раннекембрийских отложений по периферии Сибирской платформы и в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса, промышленные месторождения фосфоритов в этих толщах открыты, а также оценены прогнозные ресурсы P_2O_5 категории P_3 , в единичных регионах: Каратау, Алтае — Западном Саяне, юге

Основные фазы магматизма и металлогенические зоны СССР (фанерозой)

Регион	Фазы магматизма	Металлогенические зоны
Урал: Полярный, Северный	$\gamma \in_1$, γS_2 , $\gamma \beta S_2$, σS , δO_3 , $\gamma \beta D_1$, γD_2 , $\gamma \sigma D_1$, ξD_1 , $\gamma \beta D_3$, эр S_{1-2} , Pz_2 , γD_3	P , Cu—V— Pz ₃ ; Au—V— D ₁ ; P , Cu— O ₁ ; Cr— O — S ₂ ; Fe, P — S — D ₃ ; Cr— E ₂ ; Pb, P — O — Pz ₃ ; Cu— S ₁ ; Au— Pz ₁₋₃ ; Fe— D ₃ — C ₁ ; Pb, Zn— D ₃ — C ₁ ; Pb, Zn— Pz ₃ ; P , Cu— D ₃ — C ₁
Средний	эр S , δS_1 , γD_1 , $\gamma \delta D_2$, γC_1 , δC , $\gamma \delta Pz_2$, γPz_2^*	Pb, Zn— S — D ; Fe— Pz ₂₋₃ ; Au— Pz ₃ , Fe— C ₁
Южный	$\gamma \beta \in_1$, $\gamma \sigma O_3$, γO_3 , эр S , γD_2 , $\gamma \xi D_2$, $\gamma \delta Pz_2^*$, γPz_2^* , δC_1 , эр C ₁	Pb, Zn, Cu— S — D ₃ ; Cu— S ₂ — D ₁ ; Pb, Zn, Cu— D ₂ ; Fe— C ₁ ; Au— Pz ₂ ; Cu, Au, Fe— Pz ₂₋₃ ; W— Pz ₃
Казахстан: Северный	$\gamma \in_1$, $\sigma \in_2$, $\gamma \beta O_1$, $\gamma \delta O_{2-3}$, эс O ₂₋₃ , γO_3 , $\gamma \xi S$, γS_1 , эк D ₁₋₂ , γD_3 , эр D ₁₋₂ , $\xi \gamma D$, γP_2^*	Ni, P — E ₁ ; Cu, Mo— E ₁₋₂ ; Pb, Zn— E ₂ — O ₃ ; Fe— E ₂ — O ₃ ; Cu— O ₃ — S ₁ ; Sn, W, Cu, Au— P ₂ ; Fe— C ₁
Центральный	$\gamma \in_2$, $\gamma \sigma O_{2-3}$, γD_1^* , γP_2 , эр D ₁₋₂ [*] , γP_1 , γT_1	Fe, P —V— E ; Pb, Zn, Cu, Mo— E ₁₋₂ ; Pb, Zn— E ₃ — O ₃ ; Pb, Zn— O ₂₋₃ ; Cu, Au— D ₃ — C ₁ ; Cu, Mo— D ₁₋₂ ; Mn, Fe— D ₃ — C ₁ ; W, Mo— D ₂ ; Pb, Zn— D ₃ ; Cu, Mo, Pb, Zn— C ₂ ; W, Mo— P ₂
Южный	$\gamma \sigma O_{2-3}$, $\gamma \xi S$, $\gamma \sigma D_1$, $\gamma \in_1$, $\gamma \xi D_2$, ξD_2 , эр C ₁₋₂ , $\gamma \delta C_2$, γP_1^* , γP	Fe—V— E ; Pb, Zn— E — O ; Cr, Ni— E ; Pb, Zn— D ₃ — C ₁ ; Cu— D ₂ ; Cu— C ₂ ; Cu— C ₂₋₃ ; Pb, Zn— P ₂
Восточный	$\gamma \beta \in_1$, $\gamma \delta O_3$, эр D ₂₋₃ , δS_2 , γD_2 , $\gamma \delta D_{2-3}$, γD_3 , $\gamma \beta D_3$, эс C ₁₋₃ , δC_1 , $\gamma \delta C_1$, эр C ₃ , γP^* , $\gamma \delta P$	Zn, Cu— E ₁₋₂ ; Pb, Zn, Cu— E ₃ ; Au, Sb, Ag— E ₃ ; Zn— E ₁ ; Zn, Cu— O ₁ ; Cu— O ₂₋₃ ; Pb, Zn, Cu— S ; Pb, Zn— D ₁₋₂ ; Au, Fe— D ₁ ; Fe, Mn, W, Mo— D ₃ ; Pb, Zn, Cu— D ₃ — C ₁ ; Pb, Sn, Mo, W, Cu— P ₁
Узбекистан	γS , σD_2 , $\gamma \beta D_2$, $\gamma \xi C$, $\gamma \beta C_1$, $\gamma \sigma C_2$, γC_{2-3} , γC_3 , эр C — P , γP_1 , $\gamma \delta P_1$	Au, Ag— S ₁₋₂ ; Pb, Zn— D ₃ — C ₁ ; W— S ; Pb, Zn, Cu, P — C ₁ ; Sn— C ₁ ; Sn, W— P ; Sn— P ₁ ; Pb, Zn, Cu, Au, Hg, Sb— P ; Hg, Sb— Pz ₃ ; P — K ₂ — P ₁₋₂
Таджикистан	эс C ₁₋₂ [*] , γC_3^* , $\gamma \delta P_1$, эс P ₁ , γP_1 , ξP , эр T ₁ , $\gamma \delta T$, γK , $\gamma \delta K$	Au, Cu, Hg— S ₁ — C ₁ ; Mo— S — P ; Au, Ag— S — P ₁ ; Ni— C ₁ , Pb, Zn— C ₁ ; Cu— C ₂ ; W, Sn— C ₂₋₃ ; Au, Ag— C — P ; Cu— P ₂ ; Hg— Pz ₃ ; Pb, Zn, W, Sn— K ₁ ; P — P
Восточно-Европейская платформа	эо D ₃ , эо O P ₂	P — O — D ₃ ; P — P ₂ ; P — K ₁ — P ; Mn— P ₃ , Fe, P — N ₂
Кавказ	γSPz , эс J ₂ , γK_1 , эр P , эр N	Hg, Pb, Zn— Pz ₃ ; Cu— Pz ₂ ; P , Cu, Pb , Zn— J ; P — K ₁ — P ; Pb, Zn— N
Киргизия	эс $\in_1$, $\gamma \in_1$, γO_1 , γO_1 , $\gamma \delta O_3$, $\gamma \sigma O_3$, σO , γS , $\gamma \xi D_3$, эс C ₂ , γP_2	Fe, Cu— E — O ; Cu— D ₂ ; Sn, W— Pz ; Pb, Zn— P — T ₁ ; Hg— Pz ₃
Алтайский край	σO_1 , $\gamma \sigma C_2$, $\gamma \delta O_3^*$, γO_3 , эр D ₂ , $\gamma \delta D_2$, γD_2^* , γD_3^* , эс C ₁ , δC_1 , $\gamma \delta C$, $\gamma \beta C_1$, γP^* , $\gamma \beta T_1$, $\gamma \xi T_1$	Cr, Co, P —V— E ; Fe— E ₁₋₂ ; Pb , Zn— D ₁₋₂ ; W, Mo— D ₃ ; Cu— Pz ; Hg — D — Mz

Продолжение табл.

Регион	Фазы магматизма	Металлогенические зоны
Салаир, Кузнецкий Алатау, Восточный и Западный Саян	$\gamma \zeta$, $\delta \zeta$, σC_{1-2} , $\gamma \delta C_{2-3}$, $\gamma \zeta_2$, δC_2 , $\gamma \zeta_2^*$, $\gamma \delta O^*$, βO , γO_3^* , γS^* , $\gamma \delta Pz_1$, $\gamma \delta S$, γS_{1-2} , $\epsilon P D^*_{1-2}$, λD , σC_1 , $\gamma \delta C_1$	Fe, P—V—E ₁ ; Cr, Fe, Cu, Pb, Zn—E; Fe, Au, Cu—Pz ₁ ; Pb, Zn—C ₃ —P; Au—P ₂ ; W, Mo, Cu—C ₃ —P
Сибирская платформа	$\epsilon P D$, км D, γP , км C ₁ , γT_1 , δT_1 $\epsilon O T_1$	Pb, Zn—V—E ₂ ; Cu—E ₃ ; алмазы — D—C ₁ —T—K ₁ ; Fe, Cu, P—T
Охотско-Чукотский, Колымский	$\epsilon P J_3^*$, βJ_3 , γK_1 , $\gamma \delta K^*_{1-2}$, $\epsilon P K^*_{1-2}$, δK_1 , γK_2 , $\gamma \zeta K_2$	Au, Cu—J ₂ —K; Au—J ₃ —K ₁ ; Au, Cu, Sb, Cr, Mo—K _{1-2}}
Забайкалье	$\epsilon K \zeta$, $\gamma \zeta$, $\gamma \zeta_2$, $\gamma \delta C_3$, $\gamma \zeta_3^*$, $\gamma \zeta S$, γPz_1 , γPz_1^* , $\epsilon \gamma Pz_2$, γD , Pz_2 , $\gamma \zeta Pz_2$, $\epsilon K C_2$, $\gamma \zeta C_2$, γP_1^* , $\epsilon \gamma C_2^*$, $\epsilon K P_{1-2}$, δP_1^* , $\epsilon K T_2$, γT_3 , $\gamma \delta T_3$, γJ_2 , $\epsilon K J_2$, $\gamma \zeta J_2^*$, $\gamma \delta J_{2-3}$	Pb, Zn, Cu—V—Pz; Ti, Pb, Zn—Pz; Ti, Mo—C—P; Sn—J ₂ ; Pb, Zn, Mo, Au—J ₂₋₃ ; W, Mo—J ₃ ; W, Au—J—K

Примечания: γ — граниты; $\gamma \delta$ — гранодиориты; $\gamma \sigma$ — плагнограниты; σ — диориты и кварцевые диориты; γ — габбро, нориты, габбро-диориты; $\gamma \delta$ — габбро-долериты, габбро-диабазы; σ — перидотиты, дуниты; ζ — сиениты, монциты; $\gamma \zeta$ — граносиениты; $\epsilon \gamma$ — щелочные граниты; $\epsilon \gamma$ — габбро; км — кимберлиты. * — широкое распространение. Эффузивы: ϵK — кислые; $\epsilon \sigma$ — средние; ϵO — основные; ϵP — разного состава.

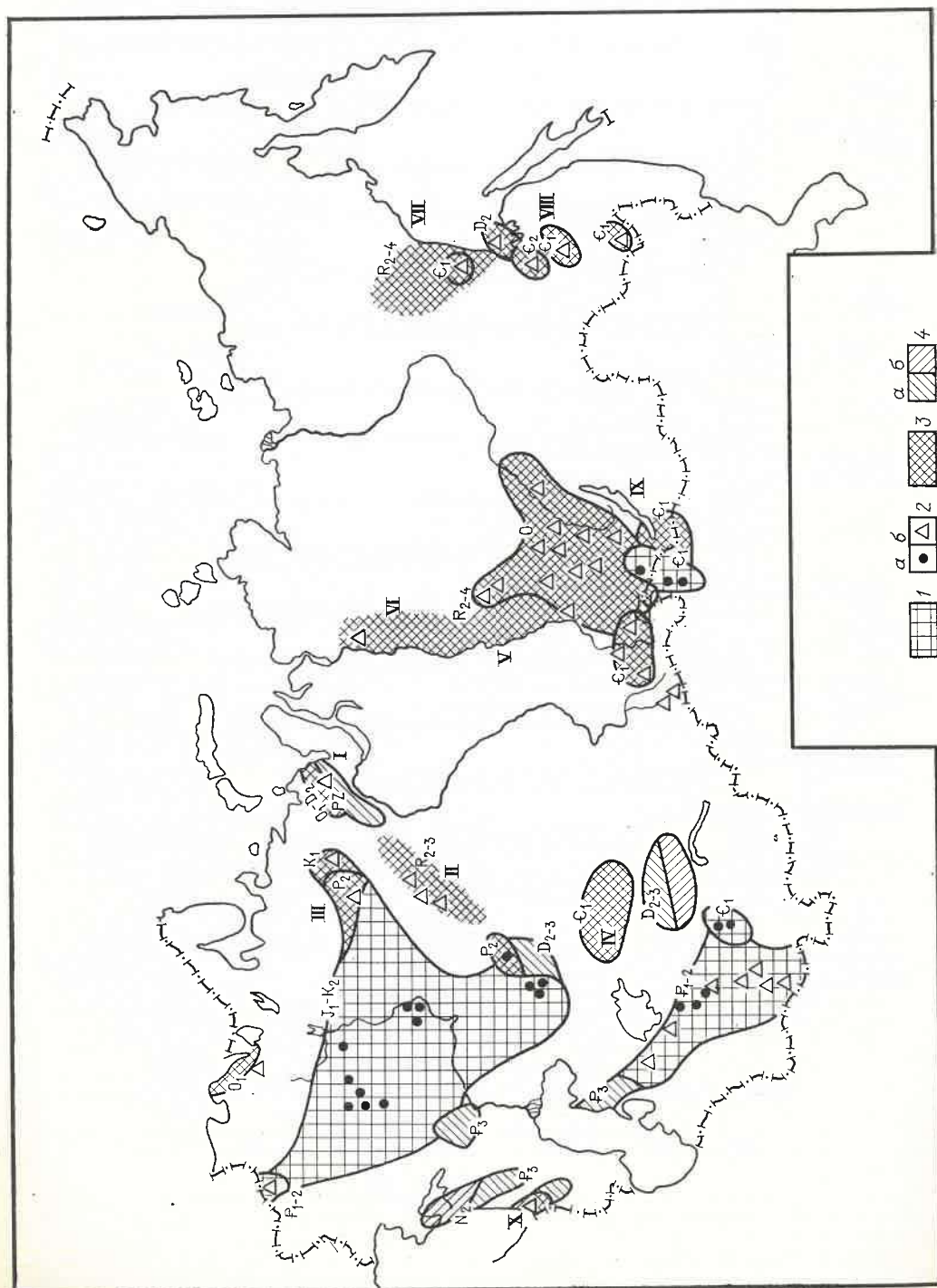
Восточного Саяна (Бурятская АССР), Удско-Селемжинском, Учуро-Майском, на территории которых осадочное накопление в этап перестройки структурного плана венда сопровождалось разной степенью проявлений основного — среднего магматизма, накоплением кремнисто-карбонатных, кремнисто-сланцево-яшмовых фосфоритовых формаций. Аналогичными благоприятными палеотектоническими, магматическими и формационными признаками (для данного геохронологического интервала) характеризуются Южный (кроме Каратау), Северный Казахстан, Северный Узбекистан, Манский прогиб Восточного Саяна, Енисейский кряж, Норильский регион, Байкало-Патомское нагорье, где среди известных фосфоритовых горизонтов поздненеовекско-раннекембрийского возраста пока не найдены промышленные месторождения. Но достаточно обоснованным признается вывод о том, что например, основным источником фосфора для терригенных отложений верхнего кембрия — ордовика Сибирской платформы (Ангара-Илимско-Ленского, Ленско-Вилуйского регионов) служили фосфоритовые горизонты более древних осадочных отложений, входящих в осадочный чехол западного и южного геосинклинального обрамления [6]. Очевидно, что такое утверждение правомерно и для фосфоритовых отложений ордовика Прибалтики и частично Полярного Урала, Пай-Хоя. Следовательно, многие периферические регионы Сибирской и Восточно-Европейской платформ и их складчатого обрамления целесообразно на карте выделять как малоперспективные фосфоритовые провинции поздненеовекско-раннекембрийского возраста, в пределах которых, вероятно, уже эродированы на значительной территории толщи, включавшие фосфоритовые горизонты этого возраста (рисунок). В Норильском регионе отложения раннего кембрия перекрыты мощной толщей более молодых пород.

Особого внимания заслуживает рассмотрение фосфоритовосности отложений ордовика, силура — раннего девона Полярного Урала, Пай-Хоя в линейных корях выветривания которых на территории Тюменской области найдены проявления фосфоритов на участке «Развильное» в бассейне р. Папудыни и др. Повышенное накопление фосфора в углито-кремнистых сланцах нижнего — среднего ордовика (широко распространенных в пределах данного региона) совпадает с временем тектонической активизации Полярного Урала, сопровождавшегося на значительной площади магматизмом основного — среднего состава. Последующая — силурийско-раннедевонская фаза магматизма аналогичного состава проявилась на Северном и Полярном Урале в период перестройки каледонского структурного плана и развития герцинского (в результате переориентировки разрядки напряжений в земной коре от разломов северо-восточного к разломам северо-западного простирания), сопровождавшаяся очередным максимумом выноса в морской бассейн фосфора и его накоплением в углито-глинисто-кремнистых, а также карбонатных отложениях силурийско-девонского возраста. Карбонатные породы содержат микрозернистые включения фосфоритов, а кремнистые сланцы — бедные фосфоритовые руды, содержание P_2O_5 — 6—9 %.

Сравнительно активный вынос фосфора в морские бассейны и его накопление в эффузивно-осадочных образованиях позднего девона — раннего карбона отмечен в Удско-Шантарском районе (Дальний Восток), Атасуйском районе Центрального Казахстана, в Южноуральском регионе, Средней Азии и т. д. Этот этап генерации и выноса фосфора из эндогенных магматических очагов земной коры соответствовал геохронологическому интервалу активного тектонического развития герцинского структурного плана, характеризовавшегося

Схема геохронологического моделирования фосфоритовости СССР:

1 — известные фосфоритовые бассейны; 2 — месторождения (а) и проявления (б); 3 — перспективные фосфоритовые районы: I — Полярный Урал; II — Северный, Средний Урал, III — юго-запад Коми АССР, IV — Северный Казахстан; V — Енисейский, VI — Игарский, VII — Туруханский, VIII — Южное Верхоянье, VIIII — Улёко-Селемдинский, IX — юго-восток Бурятии, X — Западная Грузия; 4 — районы активного выноса фосфора с марганцем (а) и железом (б)



гося большей амплитудой прогибания Восточно-Европейской платформы (по сравнению с Сибирской) и сопредельной обширной территории Урало-Монгольского геосинклинального пояса и Средней Азии. Тектонические движения сопровождались в позднем девоне магматизмом основного — среднего состава в пределах сочленения Полярного Урала и Пай-Хоя, в центральной части Днепровско-Донецкого прогиба, Тимана, к востоку и югу от Башкирского антиклинория, вдоль восточного склона Южного Урала — Мугоджар, Атасуйском районе Центрального Казахстана. В перечисленных регионах проявление позднедевонского основного эффузивного магматизма приурочено к площадям пересечений зон разломов северо-западного с зонами разломов меридионального простирания.

В центральной части Днепровско-Донецкого прогиба секущие зоны разломов меридионального простирания не только контролировали площади проявлений основного эффузивного магматизма в позднем девоне, но и береговую линию морского бассейна, которая смещалась к востоку в пределах прилегающей с севера к прогибу территории современных Гомельской и Брянской областей. Пока не установлен перелом на север в позднем девоне фосфора из районов проявления основного магматизма в пределах Днепровско-Донецкого прогиба.

О незначительном выносе фосфора в морские бассейны позднего девона — раннего карбона на Южном Урале и его восточном склоне, а также Атасуйском районе Центрального Казахстана свидетельствует среднее содержание фосфора 0,04 % в месторождениях марганца и железа, сформировавшихся в данном геохронологическом интервале в кремнисто-яшмовых — сланцевых толщах, накапливавшихся в названных регионах. Переотложение фосфора в процессе эрозии осадочно-эффузивных толщ ордовика — девона (широко распространенных в пределах Урала), вызванное активизацией тектонического возмущения Уральского антиклинория и сопряженного развития в пермское время Предуральского прогиба, привело к рассеянию фосфоритонакоплению в терригенных породах сакмарского, артинского ярусов в Башкирском, Актюбинском Предуралье (в корях выветривания которых открыто Ашинское месторождение фосфоритов), а также верхней перми Коми АССР (Вымская площадь) и др.

Большой научный и практический интерес вызывает малонзученный на глубину юго-восточный район Туркменской ССР, пустыня Кызылкум, бассейн р. Сурхандарья Узбекской ССР и прилегающий район долины р. Вахш Таджикской ССР. Через данную обширную территорию трассируются линейменты северо-западного простирания (ограничивающие Днепровско-Донецкий прогиб) и здесь пересекаются с зонами разломов меридионального простирания, протягивающихся с Южного Урала. Начавшаяся перестройка герцинского структурного плана в каменноугольное время сопровождалась в данном регионе активным проявлением эффузивного магматизма основного — среднего состава, образованием мощной эффузивно-осадочной толщи на обширной территории междуречья Амударьи и Сырдарьи, Афганистана. Косвенным указанием на вынос значительного количества фосфора из магматических очагов в данном геохронологическом интервале, в пределах названной территории, могут служить многочисленные проявления фос-

форитов в Кызылкумах, Гиссарском хребте и т. д. в палеоцен-эоценовых отложениях палеогена, в основном в местах их трансгрессивного залегания на корях выветривания эффузивно-осадочных образований каменноугольного возраста [4, 9]. На накопление фосфоритов в Центральных Кызылкумах в раннем палеогене в условиях трансгрессии указывает возраст фосфоритовых горизонтов, который изменяется с запада на восток от позднего до среднего эоценового.

Последующий сравнительно длительный геохронологический интервал от перми до кайнозоя характеризовался тектоническим развитием структурных планов Восточно-Европейской и Сибирской платформ и сопряженных геосинклиналей — в верхоянском тектоническом цикле (C_2 —Т) в результате активизации разрядки напряжений в земной коре по системам разломов меридионального, а в юрско-меловом по разломам широтного простирания. В Урало-Монгольском геосинклинальном поясе при формировании структурного плана в верхоянском тектоническом цикле наследовалось в основных чертах от герцинского цикла нарастание магматизма кислого состава, внедрение на значительных площадях гранитоидных интрузий без признаков фосфоритонакопления. В Восточной Сибири развитие верхоянского структурного плана сопровождалось проявлением ультраосновного — основного магматизма лишь на северо-западе и юго-западе Сибирской платформы, а в Забайкалье кислым эффузивным и гранитоидным интрузивным магматизмом, также не сопровождавшихся промышленным фосфоритонакоплением.

Последующая тектоническая эволюция структурного плана Сибирской платформы и сопредельной с северо-востока обширной геосинклинали отмечена в Приохотско-Колымском регионе и Забайкалье нарастанием в юрско-меловое время эффузивно-интрузивного магматизма кислого состава. Одновременно, в южном геосинклинальном обрамлении Восточно-Европейского блока земной коры, активизация эффузивного магматизма различного состава в юрское время, очевидно, явилась следствием не только переориентировки на 90° разрядки тектонических напряжений от меридионального к широтному простиранию, но и сравнительно быстрого роста амплитуды вертикальных тектонических движений, расширении трансгрессии при более активном (чем в Восточной Сибири) тектоническом развитии юрско-мелового структурного плана. На территории нынешней Грузии этот процесс в раннеюрское и батское время сопровождался рассеянным незначительным фосфоритообразованием.

Широкое развитие в пределах центральной части Русской плиты в верхнеюрских — раннемеловых толщах фосфоритонасыщенных глауконит-терригенных субформаций (в которых в Верхнем Поволжье, Московской области и др. открыты ряд мелких, средних месторождений фосфоритов) трудно увязать с палеотектоническими особенностями развития структурного плана Восточно-Европейской платформы. Обращает внимание, однако, приуроченность фосфоритовых месторождений в южной части Московской синеклизы к территориям (северная часть Рязано-Саратовского прогиба, Верхнее Поволжье), в кристаллическом фундаменте которых наблюдается пересечение широтных зон разломов (Московская, Сарайлинская, Камская и др.) с зонами разломов северо-запад-

ного простираения, ограничивающих Рязано-Саратовский грабен. Активный магматизм в районах пересечений названных зон разломов проявился в девоне при развитии герцинского структурного плана. Поэтому можно предположить, что в юрско-раннемеловое время широтные зоны разломов в Верхнем Поволжье не только контролировали береговую полосу, но и являлись путями поступления гидротермальных фосфоритсодержащих растворов.

Важно обратить внимание на то, что перестройка юрско-мелового и развитие последующего палеоцен-эоценового (при постепенном повороте разрядки напряжений в земной коре на 45° — от широтного к северо-восточному простираению), а затем и других структурных планов кайнозой в геосинклиналях сопряженных с Восточно-Европейской платформой, осуществлялось на фоне больших амплитуд прогибаний, чем на Сибирской платформе и сопряженном с ней Приохотско-Чукотском регионе. При этом в западных регионах (Средиземноморье) нарастало проявление основных фазий магматизма, а в восточных (Приохотско-Чукотский регион) — кислых с соответствующей сменой в течение кайнозой региональной металлогении и фосфоритонакопления. В этап переориентировки палеотектонического режима и металлогении на противоположный, между позднепротерозойским и палеозойско-мезозойским тектоническими мегациклами существовала обратная ситуация, которая отмечена максимумом фосфоритонакопления в позднеландско-раннекембрийское время в Западной и Восточной Сибири, Китае, Монголии.

Сочетание нескольких важных палеотектонических факторов в Средиземноморье во время перестройки юрско-мелового структурного плана: переориентировка разрядки напряжений в земной коре от разломов широтного к разломам северо-восточного простираения; переориентировка на противоположные в пределах Восточно-Европейской, Сибирской платформ и сопряженных с ними геосинклиналях палеотектонической, магматической и соответствующих минерогенетических ситуаций, способствовали нарастанию в Средиземноморье и сопредельных территориях в позднемеловое палеоцен-эоценовое время магматизма основного — среднего состава, выносу в морской бассейн огромного количества фосфора и фосфоритонакоплению в различных регионах Северной Африки и Восточно-Средиземноморском бассейне [3, 5, 12].

Этот максимум фосфоритонакопления в Средиземноморье, проявился лишь в нескольких районах Кавказа (сеноман — свита мтавари и раннеолигоценовые отложения Западной Грузии). В Кутаиском районе нижний фосфоритоносный горизонт свиты мтавари представлен фосфоритсодержащими туфогенно-песчано-глинистыми породами, средний — включает конгломерато-брекчиевые фосфориты, а верхний — плотные фосфориты, выполаживающие мало мощные линзы. Максимальное содержание P_2O_5 в плотных разностях достигает 35 %. В Лечхумском районе прослежена полоса фосфоритонакопления в основании трансгрессивной толщи олигоцена, среднее содержание P_2O_5 — до 10 %. Прогноз более широкого развития фосфоритонности в осадочно-эффузивных толщах позднемелового — палеоцен — эоценового возраста Восточной и Западной Грузии и Аджаро-Триалетской области пока не подтвержден.

Современный уровень изученности региональной фосфоритонности в Центральных Кызылкумах и на сопредельных площадях позволяет проводить только корреляцию палеоцен-эоценовой фосфоритонности данной обширной территории с одновозрастным максимумом фосфоритонакопления Ближнего Востока (Восточно-Средиземноморский фосфоритонный бассейн). Более детальное сопоставление этапов последовательного площадного фосфоритонакопления в позднемеловое — эоценовое время в столь удаленных регионах возможно при накоплении большего объема фактического материала по фосфоритонности Кызылкумов и, очевидно, должно проводиться в самостоятельной исследовательской работе.

Фосфориты мезозой и кайнозой Восточно-Европейской платформы, залегающие в юрских, меловых и палеогеновых отложениях, частично попадают в позднемеловую — палеоцен-эоценовый геохронологический максимум фосфоритонакопления Средиземноморья. Днепровско-Донецкий бассейн включает районы Смоленской, Калужской, Брянской, Гомельской, Могилевской, Орловской, Курской, Воронежской областей [3], в пределах которых фосфоритонные горизонты залегают в отложениях сеномана, а в Брестской и Гомельской областях — в палеогене. Фосфоритонные горизонты в Актыбинском бассейне приурочены к отложениям верхнего сantonа — нижнего кампана, а в Волжском бассейне — волжско-валанджикского яруса.

В Днепровско-Донецком бассейне фосфоритонные горизонты сеномана трансгрессивно залегают на фосфоритсодержащих отложениях верхней юры и позднего девона. В Актыбинском бассейне максимум фосфоритонакопления приурочен к восточной береговой полосе, принадлежавшей в позднемеловое время к площади развития эффузивно-осадочных образований позднего девона — раннего карбона и фосфоритсодержащих толщ пермского возраста. На бо-
лее значительной площади наблюдается фосфоритонность позднечурских — раннемеловых отложений (волжский — валанджикский ярусы), в которых открыты: весьма крупное — Вятское — Камское, крупное — Егорьевское, среднее — Ибресинское и ряд мелких месторождений фосфоритов. Предполагается, что основным источником фосфора для формирования мезозойских месторождений фосфоритов Русской плиты являлся его вынос из более древних осадочных и эффузивно-осадочных толщ верхнего девона — перми, обогащенных фосфором в вышеуказанной палеотектонической ситуации. Обращает внимание, однако, приуроченность площадного фосфоритонакопления в меловое время к рай-
фосфоритонакопления с севера к Днепровско-Донецкому прогибу, а также в волжско-валанджикском веках, в Верхнекамском районе (находящемся в пределах меридионально вытянутого Кыжмского грабена) к центральной части Тимана, которые в герцинском тектоническом цикле характеризовались в пределах Русской плиты благоприятными палеотектоническими предпосылками для выноса фосфора из ским предпосылками для выноса фосфора из эндогенных источников в морские бассейны, однако, не реализовавшимися. Наглядная реализация благоприятных палеотектонических предпосылок произошла в пределах западного продолжения Днепровско-Донецкого прогиба — Припятского прогиба, при формировании структурного плана палеоцена — эоцена, сопровождавшегося основным эффузивным магма-

тизмом, выносом фосфора в морской бассейн и фосфоритоотложением. В Гомельской и Брестской областях желваковые фосфориты эоценового возраста обнаружены в кварц-глауконовых песчанниках на глубинах 30—90 м.

Следовательно, преждевременно категорически отвергать возможность привноса фосфора в морские бассейны палеозоя—кайнозоя Русской плиты и Днепровско-Донецкого прогиба из эндогенных источников. Косвенным подтверждением такого вывода могут являться многочисленные факты поступления фосфора совместно с марганцем и железом из эндогенных источников. Например, в палеотектонической ситуации олигоцена при формировании уникальных месторождений марганца в (сопряженном с Днепровско-Донецким прогибом) Никопольском (содержание P_2O_5 — до 1,5 %), Чигатурском бассейнах (содержание P_2O_5 — до 0,2 %), мелких месторождений Мангышлака (содержание P_2O_5 — до 2 %) и др., а также железных руд Керченского полуострова в плиоцене (содержание P_2O_5 — до 2 %) и т. д. Не трудно подсчитать, что только в разведанных запасах марганцевых руд в Никопольском и железных в Керченском бассейнах — 2 и 1,5 млрд т доля фосфора составит порядка — 30 млн т, соответствующее запасам среднего месторождения фосфоритов.

В данном исследовании впервые проведено геохронологическое моделирование промышленной фосфоритности в фанерозое СССР с учетом региональных палеотектонических факторов, позволившее проследить некоторые связи (в ряду многообразных форм) при круговороте фосфора в природе с общими геологическими процессами, а также металлогенией. Одним из наиболее важных прикладных значений данного методологического подхода геохронологического моделирования промышленной фосфоритности является его возможное применение в совершенствовании методики оценки прогнозных ресурсов фосфора категории P_3 .

Существующая методика выделения фосфоритных формационных комплексов за счет введения дополнительных частных критериев, учитывающих геологические особенности строения, состав руд и вмещающих горных пород месторождений, специфику их локализации, позволяет создавать различные классификации формаций, использующиеся при выделении в пределах изучаемых площадей перспективных районов и участков. Учет при этом общих геологических и палеотектонических факторов, критериев в поиске связи общих закономерностей образования и размещения полезных ископаемых с тектонической эволюцией того или иного региона позволит выявить причинно-следственную зависимость между тектоническими циклами (этапами) и эпохами минерализации — рудообразования, а в итоге выделить различные по продолжительности фазы фосфоритоотложения в пределах обширных перспек-

тивных провинций, что весьма важно для совершенствования методики оценки прогнозных ресурсов фосфора категории P_3 и долгосрочного планирования ранних стадий геологоразведочных работ на фосфориты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология месторождений фосфоритов*. Пер. с англ.— М.: Мир, 1983.
2. *Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования*/Под ред. А. В. Ильина.— Новосибирск: Наука, 1982.
3. *Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков*/Под ред. А. С. Михайлова.— М.: Недра, 1980.
4. *Геология СССР*. Геологическое описание. Т. 10, 1974. С. 220—222. Полезные ископаемые. Т. 3, 1977. С. 162—164; Т. 4, 1974. С. 54—66; Т. 23, 1983. С. 155—157.
5. *Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира*.— М.: Недра, 1981 (Тр. ВНИИ зарубежной геологии. Вып. 38).
6. *Литология и генезис фосфоритовых отложений СССР*/Под ред. А. А. Арсеньева.— М.: Наука, 1980.
7. *Литология фосфоритовых отложений*/Под ред. А. С. Соколова.— М.: Наука, 1976.
8. *Карта прогнозных ресурсов СССР*, кат. P_3 , на 1983 г./Под ред. Богданова Ю. В., Терентьева В. М.— Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
9. *Карта разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 2 500 000*.— Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
10. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые*/Под ред. Д. В. Рундквиста.— Л.: Недра, 1986.
11. *Макрушин Р. Н., Бирюков В. С.* Тектонические критерии выделения перспективных контактово-метасоматических железорудных провинций//Сов. геология. 1981. № 2. С. 42—48.
12. *Макрушин Р. Н.* Совершенствование оценки прогнозных ресурсов категории P_3 — резерв повышения эффективности планирования и проведения ранних стадий геологоразведочных работ//Планирование и анализ эффективности ранних стадий геологоразведочных работ. М.: ВИЭМС. 1989. С. 23—34.
13. *О Дзавханской зоне фосфоритоотложения (МНР) и полигенном источнике фосфора*// Докл. АН СССР. Т. 310. № 5. 1990. С. 1187—1192.
14. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых.— М.: Наука, 1982.
15. *Яншин А. Л., Жарков М. А.* Фосфор и калий в природе.— Новосибирск: Наука, 1986.

Принята редколлегией 30.07.90.

О геологических диссертациях

В. П. ФЕДОРЧУК (ВИЭМС)

Геология, как известно, одна из наиболее наукоемких отраслей нашего народного хозяйства. Выявление новых месторождений полезных ископаемых, их разведка и подготовка к промышленному освоению — творческий процесс, в ходе которого должны использоваться все последние достижения научно-технического прогресса, с максимальной полнотой учитываться отечественный и зарубежный опыт проведения геологоразведочных работ. В связи с этим особое значение приобретает проблема повышения научного уровня геологических исследований, который, в первую очередь, зависит от квалификации их исполнителей. Апробированный на практике, хотя, конечно, не единственный, путь к совершенствованию профессионального мастерства геолога — работа над диссертациями.

До начала пятидесятых годов в подготовке диссертаций были заинтересованы в основном только преподаватели вузов, работа над диссертацией сотрудника производственных подразделений, в т. ч. и геологической отрасли, рассматривалась как сугубо личное дело. Поэтому защищали диссертации лишь отдельные геологи-полевики. Обстановка коренным образом изменилась в 1950—1960 гг., когда в системе Мингео СССР был создан ряд новых НИИ (сейчас их вместо прежних 5 стало 42) и организована широкая сеть научно-методических партий и экспедиций, оплата труда в которых была поставлена в прямую зависимость от наличия научной степени. Надбавка за степень была введена и для некоторых категорий ИТР, занятых непосредственно на производстве. Это привело к многократному росту числа как кандидатских, так и докторских диссертаций. По данным ВАК СССР за последнее десятилетие утверждалось ежегодно по 20—30 тыс. кандидатских и по 1,5—2 тыс. докторских диссертаций, в т. ч. по геолого-минералогическим наукам соответственно 300—600 и 40—130. Всего с 1975 по 1990 г. дипломы кандидата геолого-минералогических наук получили 8,3 и доктора — 1,3 тыс. чел.

Научный потенциал Советского Союза определяется кадрами ученых, среди которых сейчас насчитывается почти 500 тыс. кандидатов и около 50 тыс. докторов наук, из них в отрасли «Геология и разведка недр» работают соответственно 6,5 и 0,6 тыс., в т. ч. в НИИ — 4,5 и 0,5 тыс. чел. Науконасыщенность Мингео СССР характеризуется следующими цифрами: из общей численности около 600 тыс. чел. (на начало 1990 г.) в научно-методических подразделениях работают 43 тыс. чел., из них в НИИ — 36, в КБ — 7, всего же научных сотрудников 17 тыс. чел. — 2,5 % от всей численности, или один из 40 работающих. Кроме того, значительная часть ученых — специалистов в области геологии — состоят в штатах АН СССР, республиканских академий, вузов геологического профиля, НИИ добывающих министерств и ведомств. Для сравнения — в США насчитывается более 13 тыс. докторов философии (кандидатов наук) по специальности «Науки о Земле» и еще около 17 тыс. докторов

философии — специалистов по окружающей среде.

Для планомерной подготовки кадров высшей квалификации в системе Мингео СССР создана разветвленная сеть аспирантуры и научных советов по защите кандидатских и докторских диссертаций. Аспирантура имеется в 20 НИИ: годовой прием до 150 чел., в т. ч. около 20 в очную и 130 — без отрыва от производства. Широко развита также подготовка кандидатских диссертаций путем прикрепления соискателей этой степени к ведущим ученым НИИ. В 1989 г. в аспирантуре НИИ Мингео СССР обучалось свыше 500 чел., затраты превысили 300 тыс. р. Научные советы по защите диссертаций функционируют в 17 НИИ отрасли по 26 специальностям: 16 — геолого-минералогические науки, 6 — технические, 2 — физико-математические, 1 — химические, 1 — экономические.

Приведенные данные свидетельствуют о значительном научном потенциале геологической отрасли, однако меняющиеся условия деятельности ее организаций настоятельно требуют дальнейшего совершенствования политики в области подготовки научных кадров высшей квалификации.

Ниже излагаются некоторые, не всегда, может быть, бесспорные, соображения по этому поводу, базирующиеся в основном на личном опыте общения с диссертантами и результатах критического рассмотрения большого числа выполненных ими работ.

1. Защита диссертаций — естественная составная часть системы подготовки научных кадров высшей квалификации. Такие системы, в том или ином виде, существуют во всем мире. После получения вузовского диплома работа над кандидатской, а затем докторской диссертацией — путь каждого научного сотрудника НИИ или вуза, ответственно относящегося к своим обязанностям. Возможность реализации творческих замыслов существует и на производстве, особенно в такой наукоемкой отрасли, как геология. И далеко не случайно то, что именно в этой отрасли столь большой процент специалистов, защитивших диссертации.

Существуют два возможных варианта достижения указанной цели: организованно-плановый и инициативно-индивидуальный. В первом случае ведущее место принадлежит аспирантуре, особенно очной, а также таким формам содействия будущим диссертантам, как соискательство, стажировка, предоставление творческих отпусков и др. Варьируя выделенными ассигнованиями, можно управлять процессом подготовки научных кадров высшей квалификации, направляя внимание соискателей на решение наиболее актуальных проблем. Во втором случае подготовка диссертаций происходит в значительной степени стихийно, хотя и здесь возможны элементы регулирования. Индивидуальные соискатели руководствуются различными побуждениями: у одних это естественное желание подытожить накопленный опыт, у других — получение «патента» на право занятия соответствующей научной должности, у третьих — престижно-карьеристские соображения.

При этом одним из ведущих факторов является здоровое честолюбие — стремление утвердить себя как личность.

Необходимо подчеркнуть, что в конечном счете защита диссертации не только сугубо личное дело соискателя: подготовив научную работу, он тем самым внес определенный вклад в общее дело в масштабе своей организации, отрасли, а иногда — это совершенно не исключено — и мировой науки в целом. Поэтому очень многое зависит от атмосферы в коллективе, степени содействия проводимым исследованиям по избранной теме со стороны руководства. Фактор моральной поддержки является в данном случае не менее действенным, чем материальное обеспечение осуществляемых работ.

2. В соответствии с инструкцией ВАК СССР кандидатская диссертация представляет собой законченное исследование, в ходе которого была решена актуальная научная задача, имеющая существенное значение для той или иной отрасли науки или производства. Это совершенно справедливое в общем условии требует, с нашей точки зрения, некоторого уточнения. Как нам представляется, всех соискателей можно разделить условно на три группы: 1) молодые специалисты, решившие совершенствовать свои знания по какой-то узкой специальности; 2) работники научных и производственных организаций, которым поручена работа над конкретной научной задачей; 3) сотрудники производственных и частично научно-исследовательских организаций, имеющие большой опыт работы и принявшие решение «подвести черту» под определенным этапом своей деятельности путем обобщения и анализа накопленных данных.

Для соискателей первой группы — прямой путь в очную аспирантуру, где они должны овладеть новейшими методами исследования в избранной области будущей деятельности и доказать свое право на самостоятельную научную работу. В этом случае очень важно не допустить временного разрыва между окончанием вуза и поступлением в аспирантуру. Соискатели второй группы, уже обладающие, как правило, достаточно высокой квалификацией, могут представить диссертационную работу к защите, если ими успешно решена порученная (или выполненная по личной инициативе) актуальная задача, имеющая существенное значение для науки и практики. В диссертациях соискателей третьей группы обычно подытоживается многолетний личный опыт практической деятельности (научной, производственной, организационной, управленческой и др.), позволяющий выработать новые методические подходы, обосновать более совершенные приемы исследований, сделать принципиально важные изобретения, разработать нетрадиционное научное направление и т. д. Возраст диссертантов здесь роли не играет.

Для докторских диссертаций требованиями ВАК СССР предусмотрено решение важной народнохозяйственной проблемы, реализуемой или в ходе разработки нового научного направления, или при обобщении большого фактического материала, преимущественно авторского. Геологические науки носят в основном прикладной характер, поэтому к решению указанной проблемы диссертант может подойти, накопив достаточно большой опыт. Число диссертаций по второму — обобщающему — направлению преобладает. Сюда относятся также

диссертации в форме научного доклада, в котором творчески осмысливаются и синтезируются данные предыдущих публикаций соискателя.

Новое направление в науке, как известно, пробивает себе дорогу с большим трудом. Нам представляется, что нельзя выносить на защиту недостаточно апробированные, во многом еще спорные положения — это предмет дискуссий в печати, на конференциях, основа для регистрации открытия, но не предмет диссертации. Ко времени же всеобщего признания нового направления появляется возможность всестороннего научного обобщения накопленного материала, а это уже, по классификации ВАК СССР, второе «защитное» направление. И не случайно, что мало кто из соискателей докторской степени рискует представлять свою работу по первому направлению.

3. Вопрос о том, нужны ли вообще диссертации, периодически поднимается в печати. Характерно, что оппонентами выступают, как правило, две категории специалистов: давно «остепенившиеся» ученые, уже запаматовавшие, как им самим досталась искомая степень, и научные работники, не способные преодолеть трудности, сопровождающие написание и защиту диссертации, и считающие, что соответствующая ученая степень должна быть присуждена им без всяких усилий с их стороны. Еще один пункт критических выступлений — материальные блага, якобы связанные с получением кандидатского или докторского диплома. Этот фактор, ранее игравший второстепенную роль, в нынешних условиях уже практически не действует. Возникли затруднения и с выплатой надбавок за ученую степень на производстве. Все перечисленное привело к тому, что, начиная с 1988 г., резко пошло на убыль число защищающихся. Эта опасная тенденция усугубляется.

4. Система аттестации научных кадров, реализуемая ВАК СССР, постоянно совершенствуется. К важным ее достижениям относится разработка строго регламентируемой формы построения диссертации и ее автореферата. Это, во-первых, их «тринеднство»: задачи (вопрос) — соответствующие главы диссертации (изложение фактического материала) — тезисы (обоснование теоретических и научно-методических выводов). Во-вторых — требование четких ответов на вопросы об актуальности темы, исходном фактическом материале, применявшейся методике исследований, личном вкладе диссертанта, научной новизне, практической значимости работы, внедрении результатов в производство, возможном и фактическом экономическом эффекте. В-третьих — ограничения в объемах работ. Не менее важными представляются и нововведения ВАК СССР в отношении делегирования больших прав ученым советам (сейчас контролируется не столько сама диссертация, сколько деятельность ученого совета, принявшего ее к защите), большей гласности при рассмотрении диссертационных дел и т. д. На контроле ВАК СССР остаются теперь лишь докторские диссертации. Отмена проверки кандидатских диссертаций — демократический шаг, но он несет в себе и определенную опасность. Ведь составы ученых советов далеко не равнозначны по степени компетентности их членов, а требования к соискателям и их диссертациям не везде находятся на должном уровне.

По нашему мнению, существующая система аттестации научных кадров высшей квалифи-

кации себя оправдывает, хотя и не исключает ее совершенствование в части отдельных положений. Остановимся подробнее на двух моментах. Первый — о зачислении в аспирантуру. При подборе аспиранта должны приниматься во внимание не результаты вступительных экзаменов, а его учебные успехи (наличие «красного» диплома), рекомендация соответствующей кафедры вуза о его склонности к научным исследованиям или заключение организации, где работает будущий соискатель, о накопленном им научном заделе. Решающим, однако, должно быть слово предполагаемого научного руководителя. Второй — о кандидатских экзаменах. Здесь нередко камнем преткновения является иностранный язык: если тот или иной язык нужен соискателю по работе, то он его выучит (хотя бы для чтения специальной литературы), а производственному в годах его уже, как правило, не одолеть.

Сейчас принято давно ожидавшееся решение о восстановлении института докторантуры. Прикомандирование молодых многообещающих кандидатов наук к крупным научным центрам, располагающим современной научной аппаратурой, общение с новыми коллегами, помощь со стороны официальных консультантов — все это, несомненно, будет способствовать омоложению нашего докторского корпуса (сейчас, например, в отрасли лишь два доктора геолого-минералогических наук моложе 40 лет — защита докторских диссертаций приходится в среднем на 55-летие).

Для специалистов достаточно солидного возраста, накопивших определенный научный багаж, отраженный в многочисленных публикациях, загруженных текущей, как правило, творческой работой, предпочтительнее было бы защищать диссертации в форме научного доклада, что ВАКОМ разрешено, но этим правом многие пока еще не спешат воспользоваться.

5. Одна из моральных обязанностей ученых и специалистов-производственников, уже получивших ученую степень, — помочь сделать то же другим. Речь идет, в первую очередь, о создании научных школ. К сожалению, статистика здесь весьма неутешительна. Из каждых 10 докторов, работающих в НИИ отрасли, лишь менее половины подготовили по 1-2 кандидатов и только каждый пятый активно и систематически участвует в формировании кадров высшей квалификации, руководя небольшими группами аспирантов и соискателей. Среди кандидатов наук цифры еще ниже: лишь у одного из примерно 20 работающих в НИИ кандидатов есть свои официально признанные ученики. Последнее обстоятельство объясняется в значительной мере тем, что существующими инструкциями предусмотрено прикрепление аспирантов к научным руководителям в ранге кандидата наук только после получения соответствующего разрешения ВАК СССР. Между тем, генератором новых идей совсем не обязательно должен являться доктор наук, нередко лаборатории и другие научные подразделения возглавляют кандидаты наук, а то и специалисты без ученой степени, ведущие тем не менее интересные исследования. Важно, чтобы желание совершенствовать свои знания возникло у самого сотрудника лаборатории или у стажировавшегося в ней специалиста. Не менее существенна и обратная связь — желание руководителя иметь учеников, создавать для них режим максимального благоприятствования — соответствующий микроклимат. Опять-

таки, на это способен далеко не каждый руководитель.

Научные школы формируются как отдельными организациями, так и конкретными учеными. В первом случае в роли консолидаторов научной мысли выступают обычно главные НИИ отрасли, в составе которых действуют специализированные советы по защите кандидатских и докторских диссертаций. Один из основных показателей эффективности таких научных организующих центров — количество сторонних соискателей, решивших стажироваться или проходить аспирантуру именно в этом НИИ или принесших уже законченную работу на суд его ученого совета. Во втором случае «центрами притяжения» для своих и периферийных соискателей являются ведущие ученые института, признанные специалисты в той или иной области знаний и, главное, не замыкающиеся в узких рамках личных интересов.

Особую роль в подготовке научных кадров, причем не только для своей отрасли, должны играть кураторы Министерства геологии СССР, назначаемые из числа наиболее эрудированных специалистов. Каждый такой ученый — крупнейший знаток курируемой проблемы — должен быть в курсе изменяющейся конъюнктуры, прогнозировать пути дальнейшего развития научно-технического прогресса по избранной специальности и в соответствии с этим планировать подготовку научных кадров высшей квалификации. Не полагаясь на самотек и хорошо зная возможности специалистов в своей отрасли знаний, куратор обычно сам подбирает кандидатов в соискатели ученой степени, определяя возможные темы будущих диссертаций. При этом обязательно должны сочетаться два основных требования: максимальное использование уже накопленного исследователем фактического материала и его всесторонний анализ и четкая постановка задач, которые предстоит решить в ходе работы над диссертацией.

6. Среди множества научных направлений, обуславливающих выбор диссертационных тем, можно наметить наиболее актуальные, определяющие дальнейшее развитие научно-технического прогресса в геологии и геологоразведочном деле: эволюция жизни на Земле; глубинное строение земной коры и ее влияние на историю формирования современных геотектонических структур и геохимическую специализацию минерагенетических провинций; тонкая и тончайшая минералогия как основа решения основных проблем генезиса месторождений и совершенствования технологии переработки минерального сырья; геохимия минералообразующих процессов, в т. ч. на изотопном уровне, и прикладная геохимия; генетические и геолого-промышленные типы месторождений, условия их формирования и сравнительная характеристика; методика прогнозирования, поисков, разведки и геолого-экономической оценки разнотипных месторождений; компьютеризация и моделирование; степень достоверности разведки месторождений полезных ископаемых; опыт обнаружения, изучения, разведки и промышленного освоения зарубежных месторождений; методика эксплуатационной разведки разнотипных месторождений и использование опыта их отработки для совершенствования теории и практики геологоразведочного дела; новые виды минерального сырья, альтернативные его источники, нетрадиционные геолого-промышленные типы месторождений; стратегия перспективного развития минерально-

сырьевой базы страны; эффективность геологоразведочных работ и критерии ее оценки; совершенствование управления геологоразведочным производством; ресурсосберегающие технологии, заменители, безотходное производство, геоэкология, охрана недр и окружающей среды; автоматизированные банки данных, новые информационные системы в геологии; методика преподавания геологических дисциплин; история геологии и геологоразведочного дела, анализ накопленного опыта.

7. Работа научного руководителя с соискателями ученой степени не терпит шаблона; можно выделить несколько типов соискателей.

Во-первых, это творческие личности с уже определившимся кругом научных интересов, накопившие большой объем фактического материала. Задача руководителя в данном случае сводится к обсуждению основных выводов (защищаемых положений) и помощи в преодолении формальных требований как при работе над диссертацией, так и в ходе подготовки ее к защите. Нередко на последнее уходит столько же времени и усилий, как и на работу над самой диссертацией. Следует, однако, подчеркнуть, что в этих формальных трудностях заключен и определенный смысл: их преодоление закаливает характер исследователя, способствует его становлению, что особенно важно именно сейчас — в преддверии перехода на конкурсный метод получения права на занятие актуальной тематики.

Во-вторых, большая группа исследователей, также обладающих полноценным фактическим материалом, но испытывающих затруднения при его обобщении и научной обработке чаще всего из-за отсутствия должного опыта или же необходимых условий (оторванность от научных центров, лабораторных баз, библиотек и т. д.). В этом случае руководитель обязан привить такому соискателю навыки научной работы, детально обсудить с ним план намеченной диссертации и затем систематически контролировать выполнение каждого пункта.

В-третьих, научному руководителю нередко приходится иметь дело с молодыми специалистами или производственниками, не знакомыми с основными приемами научной работы. В этом случае научный руководитель соискателя (чаще всего очного аспиранта) обычно выступает еще и в роли педагога-воспитателя, обучающего своего подопечного приемам работы с научной литературой, советуя, как четко формулировать свои мысли, выступая с докладом или в дискуссии, как оформлять заявки наراء предложения, изобретения и т. д. И все это, конечно, без отрыва от основной тематики.

К сожалению, нелегкий труд по подготовке кадров высшей квалификации особо не стимулируется, если не считать денежной оплаты за руководство аспирантами и соискателями, далеко не всегда компенсирующей затраты умственной и физической энергии их научных наставников. В качестве морального удовлетворения может служить аттестат профессора, который, по представлению ученого совета, выдается ВАК СССР доктору наук, подготовившему не менее пяти кандидатов. В НИИ отрасли это престижное звание имеют лишь немногие доктора наук — примерно каждый четвертый—шестой. Дефицит докторов наук в соответствии с недавним решением компенсируется присвоением звания профессора доцентам (кандидатам наук), имеющим многолетний преподавательский стаж. Было бы справедливым

распространить это положение и на НИИ — присваивать звание профессора кандидатам наук, под руководством которых не менее пяти специалистов подготовили диссертации.

8. Приступая к подготовке диссертации, соискатель часто не представляет себе ее назначения и поэтому, как правило, выполняет, с одной стороны, много лишней работы, а с другой. — недостаточно убедительно обосновывает защищаемые положения. Главная ошибка: стремление набрать побольше фактов, а уж затем думать, какие выводы из них можно сделать. Необходимо же, наоборот: сразу определить общую цель и конкретные, более частные задачи исследования и то, какие положения на этом основании необходимо будет доказывать и какова будет их практическая задача (в этом соискателю должен помочь научный руководитель). В ходе исследований задачи и вытекающие из них положения будут, конечно, меняться и уточняться: важно то, что в любой момент соискатель может четко ответить на вопрос, какие цели и с помощью каких средств он намеревается решить. И в этом, опять-таки, надо отдать должное инструкции ВАК СССР, четко регламентирующей требования к диссертациям. Такой методический подход экономит много времени и позволяет уложиться в график обучения в очной и заочной аспирантуре.

Частая ошибка диссертантов — неумение компоновать и логично излагать научный материал. Хорошей школой служат публичные выступления диссертанта на симпозиумах, конференциях молодых ученых, в лаборатории перед коллегами. При этом следует придерживаться давно апробированной трехзвенной схемы: 1) формулировка цели; 2) объективное изложение фактического материала в форме, позволяющей на его основе любому слушателю (читателю) сделать свое собственное заключение; 3) осторожные выводы, обязательно с выделением дискуссионных моментов.

9. В соответствии с существующим положением требуется предварительное освещение в научных изданиях результатов исследований, полученных при подготовке диссертации. Цель такого требования двоякая: информация широкой научной общественности о новейших достижениях по избранной тематике и предотвращение случаев плагиата со стороны будущего диссертанта. Добавим еще один, причем немаловажный для начинающего ученого, аспект этой проблемы — приобретение навыка в подготовке работ к изданию. Однако проявляется при этом и отрицательный эффект — перегрузка научных изданий «информационным шумом»: нередко публикуется сырой материал, часто дублирующийся. К тому же, статьи такого рода в основном помещаются в малотиражных труднодоступных изданиях.

Не меняет положения и автореферат — из-за ограниченности тиража, а также аннотационного характера его содержания. Выход мы видим в опубликовании перед защитой диссертации целиком, как это практикуется в ряде западных стран.

10. Отметим еще одну очень серьезную проблему в подготовке значительной части соискателей — слабое знание ими русского языка. К сожалению, это массовое явление.

11. Для определенной части соискателей защита диссертации и получение вожделенного диплома кандидата или доктора наук — предел всех устремлений. Между тем, это лишь, в

первую очередь, подтверждение формального права на возможность проведения самостоятельных исследований в избранной области науки, которое необходимо постоянно подкреплять новыми научными или научно-производственными достижениями. Мерило здесь одно — результативность исследований — в виде новых открытий, методических приемов, изобретений и т. д. Существуют, однако, и объективные критерии оценки эффективности деятельности кандидата или доктора наук после защиты им диссертации: публикации, их количество и содержание, патенты на изобретения и открытия и т. д. Эти критерии являются определяющими при проведении очередных аттестаций научных сотрудников. Не всегда учитывается еще один важный стимул — получение официального, утвержденного ВАК СССР звания старшего научного сотрудника. Присваивается оно лишь при наличии качественных изменений уровня научной компетентности исследователя, оцениваемого по комплексу публикаций за время, прошедшее после защиты. Соответствующий аттестат, к сожалению, пока никак не влияет на карьеру научного сотрудника, поэтому количество кандидатов наук, получивших это звание, в большинстве НИИ составляет лишь первые проценты.

12. Чрезвычайно актуальная, но все еще очень трудно решаемая проблема, — внедрение в широкую практику результатов исследований, полученных при работе над диссертацией. Применительно к геологии это могут быть: открытие новых природных объектов, явлений, закономерностей (распределение месторождений и др.) и т. п.; совершенствование методических приемов, создание новых теоретических концепций; рационализаторские предложения и изобретения и другие новые технические и технологические решения. Данные такого рода обычно рассредоточены в разрозненных публикациях и не всегда доходят до потенциального потребителя.

Важная работа в этом отношении выполняется ВАК СССР, где с недавних пор действует автоматизированная система учета защищенных диссертаций, и Информационным центром, регистрирующим диссертации, направляемые в ВАК СССР после их защиты на ученых советах. Однако этого недостаточно. Желательно, чтобы данные о диссертациях обязательно освещались в соответствующих выпусках «Реферативного журнала» ВИНТИ АН СССР, а в заинтересованных министерствах и ведомствах учитывались бы практические предложения, вытекающие из теоретических положений, разработанных диссертантами. В этой связи резко возрастает роль «Заключений», принимаемых учеными советами по защищаемым диссертациям. Для укрепления взаимной связи между производителем и потребителем такого рода информационной продукции должна быть создана соответствующая экономическая база.

Рекомендации, содержащиеся в «Заключениях», поддаются количественной проверке в ходе их практической реализации. Оплата работ за тематические исследования может в данном случае производиться по их конечному результату, оцениваемому по степени подтверждаемости сделанных прогнозов.

Наметившийся среди геологов спад интереса к повышению своего научного уровня грозит в будущем снижением всего творческого потенциала геологической службы страны. Поэтому желательно разработать более эффективную

систему мер, стимулирующих — морально и материально — защиту диссертаций. В конечном счете это пока один из немногих, но уже проверенный многолетней практикой способ подготовки кадров высшей квалификации, причем не только для науки, но и непосредственно для производства, в т. ч. и в управленческом звене, что особенно актуально сейчас, в свете задач, связанных с переходом на рыночные отношения, требующим резкого повышения производительности труда и улучшения экономических показателей геологоразведочных предприятий.

Важная задача — создание автоматизированных банков данных по темам законченных диссертационных исследований и отдельно — по практическим рекомендациям, предлагаемым к внедрению. Определенную стимулирующую роль сыграла бы систематическая публикация в отраслевых журналах обзоров защищенных работ и перечней конкурсных тем (с последующим их финансированием), предлагаемых в качестве потенциально диссертационных.

Высшая аттестационная комиссия непрерывно совершенствует свою работу. Многие шаги в этом направлении получили одобрение широкой научной общественности (конкретизация требований к диссертациям и авторефератам, повышение роли научных советов, отмена «черной» оппонентуры, расширение гласности, рост информативности Бюллетеня ВАК СССР, создание справочно-аналитической службы, внедрение в практику защиты диссертаций в форме научного доклада и др.), однако приняты и дискуссионные решения. В первую очередь, это относится к отказу от рассмотрения ВАК СССР кандидатских диссертаций, что может привести к снижению научного уровня представляемых работ.

Для обсуждения могут быть выдвинуты следующие дополнительные предложения: 1) заменить приемные экзамены в аспирантуру представлением будущего научного руководителя; 2) отменить экзамены кандидатского минимума; 3) вместо автореферата рассылать в заинтересованные организации саму диссертацию, опубликованную в полном или сокращенном виде; 4) систематически публиковать аналитические данные о тематике защищенных диссертаций и их научной и практической значимости.

Предлагается ввести в практику реферирования диссертаций или, для начала, авторефератов. «РЖ» ВИНТИ СССР, пользующийся общемировой, не говоря уже об общесоюзной, известностью, был бы более действенным проводником в жизнь научных разработок, содержащихся в диссертациях.

И в заключение — о новых реалиях, связанных с процессами республиканского размежевания, которые, несомненно, скажутся и на деятельности ВАК СССР. В этих условиях должна возрасти его роль как методического и координационно-информационного центра. При этом необходимо иметь в виду проблему конвертируемости дипломов и аттестатов и опасности их возможной девальвации в случае снижения требований со стороны отдельных ученых советов. С другой стороны, должна увеличиться престижность ученых советов, функционирующих в центрах, характеризующихся наличием зарекомендовавших себя научных школ.

К 100-летию Сергея Владимировича Обручева

© С. А. Данильянц, Л. В. Громов, 1991

Исполнилось 100 лет со дня рождения известного советского геолога и географа, члена-корреспондента АН СССР Сергея Владимировича Обручева (1891—1965).

В 1915 г. С. В. Обручев окончил Московский университет и был оставлен академиком А. П. Павловым на кафедре геологии для подготовки к профессорскому званию. Обстоятельства складывались таким образом, что молодой геолог сначала занимался изучением частных, не связанных друг с другом вопросов на Дону, в Черниговской, Тульской и Рязанской губерниях, где им велись поиски алюминиевых руд, в Крыму и Подмоскowie. Некоторое время С. В. Обручев был сотрудником Института прикладной минералогии и петрографии, адъюнктом-геологом, а затем геологом старшего центра по изучению недр России — Геологического комитета.

В 1917 г. по заданию Геологического комитета С. В. Обручев организует экспедицию для изучения геологического строения среднего течения долины р. Ангара — Верхней Тунгуски, как тогда ее называли. Предстояло исследовать участок протяженностью около 400 км и связать свои результаты с данными, полученными геологами в верховьях Лены. В отчете геологического строения территории Сергей Владимирович выдвинул гипотезу о существовании в ее пределах обширного Тунгусского угленосного бассейна, которая вскоре подтвердилась. В последующие годы был открыт угленосный бассейн площадью около 1 млн км². В 1923 г. С. В. Обручев закончил исследования низовьев р. Ангара, вплоть до Енисейского края, и провел геологическую съемку Енисейского золотоносного района. В 1924 г. успешно завершены работы в долине р. Подкаменная Тунгуска. В ходе экспедиционных исследований в Тунгусском бассейне С. В. Обручев собрал сведения о полезных ископаемых края, систематизировал их. Сводка данных о полезных ископаемых Тунгусского бассейна, составленная С. В. Обручевым в 1932 г., служила оного рода программой для проведения геологических и разведочных работ в предвоенный период.

Особое место в жизни С. В. Обручева занимает Арктика и Субарктика, где он прорабо-

тал в общей сложности 13 лет. 1925—1927 гг. — плавание на архипелаг Шпицберген и о-ва Новая Земля, первая сухопутная экспедиция в Якутию; 1929—1930 гг. — экспедиции на реки Индигирка и Колыма; 1930—1933 гг. — Чукотская летняя экспедиция; 1934—1936 гг. — в основном наземные исследования на Чукотском п-ове.

Один из главных итогов экспедиций 1926—1930 гг. — открытие хребта Черского на Северо-Востоке СССР. Геологические наблюдения С. В. Обручева показали, что Верхоянский хребет, Оймяконское плоскогорье и новая система горных цепей — огромная область, представляющая собой складки, образованные в мезозойскую эру и пронизанные вулканическими породами того же возраста. Исследования на Чукотском п-ове позволили изучить его геологическое строение, составить геологическую карту. Был открыт оловоносный район, в пределах которого позднее началась добыча олова.

Почти шесть лет (1939—1946 гг.) Сергей Владимирович посвятил изучению Восточного Саяна и Тувы. Им создана схема орографии этой территории, выяснена история формирования ее рельефа. Экспедицией в Туву завершили полевые исследования С. В. Обручева, продолжавшиеся более 30 лет.

В последние годы жизни С. В. Обручев возглавлял Лабораторию геологии докембрия в Ленинграде. Наряду с основной работой он занимался литературной деятельностью. В эти годы он пишет научно-популярные книги и литературоведческие статьи.

Научные заслуги Сергея Владимировича, его огромный вклад в науку и культуру высоко оценены. В 1946 г. он стал лауреатом Государственной премии, в 1953 г. избран членом-корреспондентом Академии наук СССР.

Именем С. В. Обручева названы улица в г. Певек, где он открыл оловоносный район, горы в Чаунском районе Магаданской области, полуостров на юге Южного о-ва Новой Земли, западный мыс бухты Маака на западном побережье Северного о-ва Новой Земли, ручей в бассейне верховьев р. Индигирка.

С. А. Данильянц, Л. В. Громов

**Вы хотите получить информацию
о достижениях геологических наук —
выписывайте и читайте журналы**

**СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
РАЗВЕДКА И ОХРАНА НЕДР**

**Распространяются журналы только по подписке!
Журналы помещают все виды рекламных материалов**

**Наш адрес: СССР, 123812, ГСП, Москва,
Б. Грузинская, 4/6**

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT	
<i>Vartanyan G. S., Bredekhoft Dg. D., Rowelloffs E.</i>	
Hydrogeological methods of studying tectonic stress	3
ENERGY RESOURCES	
<i>Botneva T. A., Shulova N. S.</i>	
Generation and accumulation of hydrocarbon in the Timano-Pechorskaya Province	13
METALS AND NON-METALS	
<i>Krivtsov A. I.</i>	
Gradient-and-vector models of copper-porphry deposits	19
<i>Valitov N. B., Shishkova T. A., Dokuchaev S. A.</i>	
Exogenous sulphur formation dynamic model	29
REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS	
<i>Titov V. I.</i>	
On the problem of planetary depth faults of the Earth	38
<i>Dikas A. B.</i>	
The mid-continental rift system in the Central part of the USA as a model of the Pricambrian (Proterozoic) tension structure	42
<i>Popkov V. I.</i>	
Allochthonous structures beneath East Mangyshlak	57
MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY	
<i>Makarov A. S., Skripin A. I.</i>	
Features of origin of various basite types with a special reference to Alakitskiy magmatic complex	61
<i>Gorobets B. S.</i>	
Impulse luminescence spectroscopy used to study minerals.	66
HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
<i>Asaulova N. P., Blukke P. P., Ostapenko S. V., Otman N. S., Pisareva M. V.</i>	
Mutnovskoe steam hydrothermal field in Kamchatka	73
DISCUSSIONS	
<i>Shuvalov Yu. M., Kochkin G. B.</i>	
Singling out two taxonomical sets of metallogenetic terms	81
<i>Makrushin R. I., Kiperman Yu. A.</i>	
A model for relationship of phosphate genesis and metallogeny and regional paleotectonic factors in Phanerozoic	84
<i>Fedorchuk V. P.</i>	
On geological theses	92
Devoted to the 100-th anniversary of Sergey Vladimirovich Obruchev	