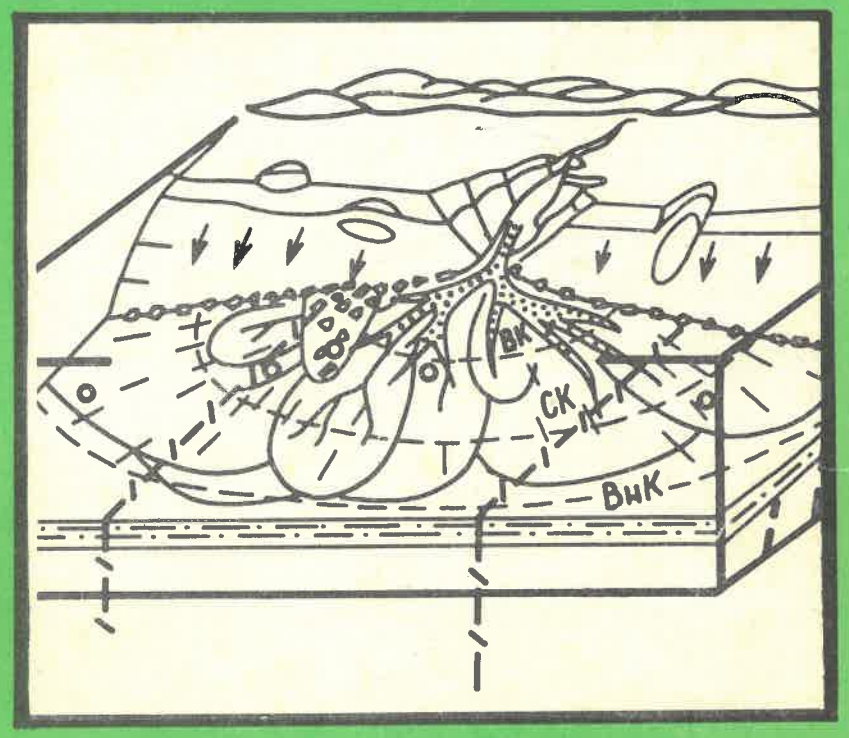
Советская геология



11/1990

Геология субмаринных газовых гидратов

Онтогенический анализ рудных узлов

Турбидитные режимы и колчеданообразование

Якутско-Анабарская магнитная аномалия

Да здравствует 73-годовщина Великой Октябрьской социалистической революции!

Деятели науки и культуры! Творческим трудом содействуйте прогрессу страны, утверждайте идеалы добра и гуманизма! Развитию культуры — приоритетное значение!

Из Призывов Политбюро ЦК КПСС

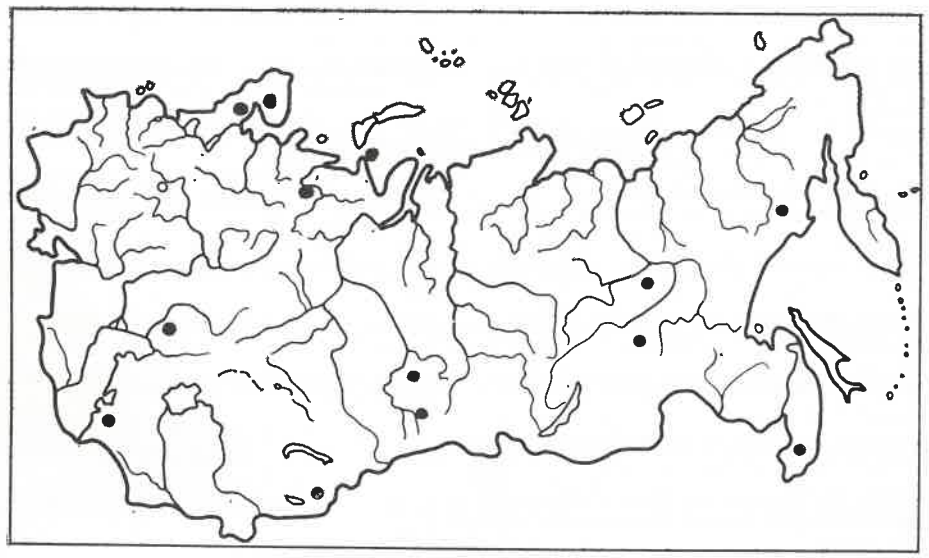
Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Советская геология

Ежемесячный научный журнал Министерства геологии СССР

II/1990

Основан в марте 1933 года



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, С. С. Мухин (зам. главного редактора), *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

Ширяев Е. Е.
Об автоматизации построения геологической пространственно-цифровой модели по картам 3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Гинсбург Г. Д., Грамберг И. С., Соловьев В. А.
Геология субмаринных газовых гидратов 12

Керимов В. Ю., Рачинский М. З.
Геофлюидодинамические аспекты формирования и прогноза нефтегазоносности 19

Ковылин В. М.
Строение и нефтегазоносность Нюрольской впадины 26

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Тютин В. Н.
Значение гипергенных процессов для формирования молибден-урановых месторождений в каледонских геосинклинально-складчатых областях 34

Ляховкин Ю. С., Благонадеждин Б. И.
Онтогенический анализ рудных узлов 42

Ахмедов А. М., Крупеник В. А.
Турбидитные режимы седиментации и колчеданообразование в раннепротерозойском Печенгском бассейне . . . 51

Белов Р. А.
Рельеф как показатель эрозионного среза рудоносных очаговых структур . . 60

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Черновский Б. А.
Вертикальная делимость земной коры Срединного Тянь-Шаня 63

Уфимцев Г. Ф., Честнов А. И.
Чарско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны 69

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Виноградов Л. А.
Базит-гипербазитовые пояса в архее Кольского полуострова 77

Дроздов Б. В.
Нефелиновые интрузивные и эффузивные породы Кузнецкого Алатау 85

ГЕОХИМИЯ

Карцева М. Н., Жабин О. В.
О геохимии верхнеюрских отложений Копетдага 96

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Саврасов Д. И.
О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии . . . 101

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Партная В. Д.
Модели формирования подземной гидросферы соленосных артезианских бассейнов Тимано-Печорской провинции . . 107

Смирнов В. М.
Пластовые льды карского побережья полуострова Югорский 114

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Шпильман И. А.
Обоснование направлений поисковых работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине 118

Савиных М. И., Кононов О. А.
Признаки эндогенности алтайского мумиё 125

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Гурская Л. И.
Пятый Международный Платиновый симпозиум 128

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Оганесян Л. В., Тарасов В. Н.
Еще раз к вопросу о собственности на недра 131

Памяти Виталия Васильевича Суетнова 134

Художественный редактор *В. А. Андросов*
Технический редактор *С. Г. Веселкина*
Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 21.09.90. Подписано в печать 25.10.90. Формат 70×108 1/16.
Бумага книжно-журнальная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,9. Усл. кр.-отт. 12,6.
Уч.-изд. л. 14,27. Тираж 2470 экз. Заказ № 457. 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», 1990

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

УДК 550.8.072

© Е. Е. Ширяев, 1990

Об автоматизации построения геологической пространственно-цифровой модели по картам

Е. Е. ШИРЯЕВ (ГИН АН СССР)

В геологии широко используются методы картографирования, т. к. вследствие сложности геологической информации и превалирования в ней качественных характеристик картографическая форма оказалась наиболее эффективной как по своей способности выражать сложные взаимосвязи качественных и количественных характеристик явлений, так и по своей возможности передавать большой объем информации в достаточно сжатом информационно-емком виде. С другой стороны, картографическая форма представления геологических данных оказывается по результатам инженерно-психологических исследований самой удобной для визуального анализа и из традиционных форм регистрации геологической информации — наиболее формализованной и пригодной для ее обработки с помощью современной вычислительной техники, несмотря на все присущие традиционной карте недостатки, связанные с ее «машинной воспринимаемостью».

Другой вопрос, что мы сегодня еще недостаточно подготовлены к тому, чтобы перейти к широкому использованию вычислительной техники на уровне полной автоматизации обработки карт в целях решения всевозможных геологических задач. Хорошо известны трудности обработки картографических материалов с помощью вычислительной техники. Особенно трудным является селективный ввод (сегментирование) картографической информации. Привлечение для ввода в ЭВМ кодировщиков с ручным управлением не решает проблему из-за большой трудоемкости и низкой точности процесса ввода линий, контуров и пр. Естественно, встает задача автоматизации этого процесса, наиболее высокий уровень которой достигается с помощью фотоэлектронных сканеров. Но автоматизацией ввода в ЭВМ сканерами проблема полностью не решается. Главным является последующая программная обработка сканированной (растровой) информации в ЭВМ, заключающаяся в отслеживании (векторизации) и распознавании изображений.

Традиционная геологическая карта столь сложна для чтения машиной, что эта проблема пока не находит сколько-нибудь удовлетворительного решения. По-видимому, нужны нетрадиционные подходы к процессам съемок при геологическом картировании. Необходимы поиски путей, упрощающих, облегчающих для ЭВМ технологию перехода от исходного материала к цифровой модели и построению аналоговой карты. Именно этой проблеме в данной статье и будет уделено основное внимание. Вопросы построения изображений на графопостроителях, печатающих, электрографических и других устройствах рассматриваться не будут, т. к. к настоящему времени они получили достаточно широкое развитие и освещение в печати.

При создании геологической карты наряду с результатами полевых геологических съемок используются данные геофизики, имеющиеся геологические карты и аэрокосмические снимки. Все они требуют особого подхода к машинному преобразованию в цифровую модель с применением своей технологии. Например, при выполнении полевых картографических оригиналов во время съемки следует учитывать конкретные требования к форме нанесения изображения, к использованию определенных условных знаков, ориентированных на более надежное распознавание машиной, иными словами, необходимо применение нормализации изображения. Несколько иной подход (с применением сканеров) может быть использован при машинной обработке карт предшественников или аэро-

космических материалов. При соблюдении такой технологии и методики нормализации карт могут быть обеспечены полная автоматизация цифрования карт, а вместе с ней экономическая и техническая (например, точность) эффективность.

Предложенные в работах [2, 13] методы позволяют повысить информативность геологической и специализированных карт, усовершенствовать технологию их создания в направлении снижения потерь информации при отображении исходных данных, улучшить машинную восприимчивость знаков при преобразовании аналоговой карты в цифровой вид.

Вопросы создания геологических карт тесным образом связаны с системой организации и методики формирования, хранения и использования цифрового банка данных. В основе банка должна быть пространственно-цифровая модель, содержащая не только картографическую информацию, но и фактический материал, получаемый при съемке, т. е. точки наблюдений с указанием года съемки, автора описания, характеристики пород вплоть до результатов химического анализа.

Одним из наиболее важных этапов в построении геологических пространственно-цифровых моделей является подготовка исходных данных на уровне, обеспечивающем последующую полную автоматизацию всего процесса. Этот этап включает сбор, анализ, оценку и нормализацию картографических, аэрокосмических и других данных, получаемых в результате различных съемок, а также уже имеющихся материалов (фотоснимки, цифровые данные дистанционного зондирования, полевые картографические материалы, изданные карты и пр.). Специфическими, непосредственно связанными с машинной обработкой являются операции по нормализации исходных картографических материалов. Выполнение этих работ наиболее целесообразно в процессе сбора исходных данных, например, при изготовлении карт-схем в полевых условиях, при подготовке выкопировок с карт предшественников и пр. Нормализация необходима и при полевом дешифрировании аэрофотоснимков. Все материалы, выполненные в нормализованном виде, в последующем при машинной их обработке поддаются полной автоматизации по вводу и преобразованию в цифровую модель.

В основу технических средств автоматизированной обработки картографической информации следует положить микро-ЭВМ (персональные компьютеры типа PC-AT) с развитой периферией, т. е. устройствами ввода, вывода изображения в черно-белом и цветном вариантах, повышенного разрешения, куда обязательно должен входить сканер. Уже первые применения микро-ЭВМ для обработки картографической информации показывают целесообразность их использования в таких системах [14, 15]. В ряде работ отмечается, что микрокомпьютеры найдут широкое применение для организации баз данных систем управления и информационных систем. С помощью микрокомпьютеров выполняются автоматизированная обработка изображений, включая цифрование, хранение, анализ и воспроизведение по цифровому моделированию рельефа, в т. ч. построение и анализ трехмерных изображений на видеоэкране, а также обеспечение информационных систем и др.

В последнее время за рубежом проявлен большой интерес к сканирующим устройствам, которые обеспечивают полностью автоматический ввод в ЭВМ любых графических материалов [3—12].

Фотоэлектронные сканирующие устройства универсального типа, осуществляющие квантование изображения по уровням яркости, применимы для ввода аэрокосмических снимков (полутоновое изображение), так и карт (штриховое изображение). Однако большинство имеющихся в серийном производстве сканирующих устройств — ФЕАГ (ГДР), Фотомейшн (США), Джойс Лойбл (Великобритания), Картоскэн, Магискэн (ФРГ) и другие — ориентированы в основном на обработку аэрокосмических снимков, формат которых меньше среднего формата геологических и топографических карт. Это, естественно, ограничивает возможности обработки карт или приводит к необходимости вводить их в ЭВМ по фрагментам. Кроме того, упомянутые сканеры в основном предназначены для преобразования полутоновых одноцветных изображений, коими являются обычные и многозональные аэрокосмические снимки. Если для снимков функции сканеров соответствуют требованиям, предъявляемым к преобразованию в код машины, то для карт такого соответствия нет.

Во-первых, для карт нужны сканеры, обеспечивающие ввод документов большого формата. Во-вторых, поскольку карты в большинстве своем многоцветные и штриховые, необходимы трехканальные устройства, позволяющие осуществлять селективный ввод и распознавание знаков по цвету. В нашей стране с 1988 г. начато серийное производство широкоформатных сканеров ТС-6030 с плоскостной разверткой на базе графопостроителя. Они позволяют вводить в ЭВМ класса СМ-4 изображения, нормализованные по трем цветам (красный, синий, черный) с автономным распознаванием их по указанным цветам. С использованием этих сканеров открываются более широкие возможности для комплексной автоматизации картографических работ на производстве. Здесь следует иметь в виду ввод в ЭВМ и обработку первичных картографических материалов, получаемых при полевой геологической съемке и при преобразовании в цифровой вид картографических материалов предшественников, необходимом прежде всего в процессе составления геологических карт.

В зависимости от формата материала, предъявляемой точности считывания и характера изображения (толщина линий, цвет и пр.) в зарубежной практике используются различные сканеры по разрешению и возможностям цветоселекции: видеокамеры с разрешением 512×512 элементов, сканеры планшетного типа — 2048×2048 или 4096×4096 элементов для цветного изображения и 10 000×10 000 элементов для черно-белого, а также сканеры барабанного типа, имеющие переменное разрешение и обеспечивающие высококачественное и точное цифрование. Стоимость сканирующих устройств — от 1000 до 200000 дол. [6]. Из зарубежных сканеров, используемых для картографических целей, представляют особый интерес японские устройства Lasercan, Syscan, Skantek [8].

Следует заметить, что многие специалисты в области машинной графики, связывают будущие технологии обработки в ЭВМ картографической информации со сканерами [3, 4, 5, 6, 7]. Этот подход поддерживается разработкой и другой аппаратуры растровой обработки данных — растровых дисплеев, принтеров, матричных процессоров и пр.

Отмечается, что автоматическое цифрование с помощью сканеров сокращает затраты времени в 3—4 раза по сравнению с ручной технологией [5], а при обновлении топокарт с помощью сканерной техники (Chromagraf CTX 330 с разрешением 400 лин/см) позволило снизить стоимость работ на 30 % [3]. Основные достоинства сканеров в системах обработки картографической информации состоят в следующем: существенно повышается оперативность ввода картографической информации в ЭВМ за счет быстродействия считывания исходного материала; значительно повышается точность определения координат элементов картографического изображения с помощью машинных программ, обеспечивающих отслеживание по истинному следу осевой линии контуров и линий; повышается экономическая эффективность в связи со снижением трудозатрат на ввод в ЭВМ.

Однако на пути применения сканеров встречаются немалые трудности: накладываются ограничения на возможности селективного считывания оригиналов, содержащих большую графическую нагрузку, т. е. имеющих сочетание большого количества многоцветных знаков при пересечениях с посторонними изображениями, которые являются помехами (шумами) по отношению к полезной информации, что приводит к необходимости увеличения трудозатрат на использование интерактивной системы в процессах контроля ввода и обработки информации; большой объем генерируемой информации, связанный с хранением избыточной информации о точках однородных объектов (например, фона); сложность математического обеспечения векторизации контуров и линий изображений.

Целью цифрования является преобразование аналоговой (традиционной)

карты в производную модель, элементы и связи которой представлены в цифровом виде, удобном для обработки специальными программными средствами. Для цифрования необходимы: информационная структура для представления в памяти ЭВМ графических данных определенного вида; технологии цифрования — совокупности методов и программного обеспечения создания производной модели при помощи определенных технических средств.

Сложившаяся к настоящему времени практика использования сканирующих устройств включает в рамках автоматизированной технологии цифрования следующие этапы: подготовка исходного картографического материала к сканированию; определение параметров сканирования, ввод и предварительная обработка оригинала; построение «остова» линейных элементов (контуров, линий); сопоставление оцифрованными элементами семантической информации (качественных характеристик объектов).

В мировой практике известен ряд опытов, направленных на полную автоматизацию цифрования карт с помощью сканеров [9, 10, 11, 12]. Полученные результаты обнадеживают. Главная проблема в автоматическом цифровании — обеспечение 100 %-ой надежности распознавания картографических знаков. Последнее относится к распознаванию образов и является областью искусственного интеллекта. Последовательность процесса распознавания знаков состоит в следующем: сканирование изображений; сегментирование информации, т. е. разделение распознаваемых объектов друг от друга и от фона; выбор и выделение признаков из цифровых растровых данных; описание классов образов; классифицирование, т. е геометрическая замена символа точки нульпунктом, символа линии — осью и символа площади — покрытием, заполняющим площадь [10].

Представляют интерес опыты по распознаванию условных обозначений линейных и дискретных объектов на топокарте Японии в масштабе 1 : 25 000 [11]. Использовался сканер с разрешением 16 пиксель/мм. Было распознано 95 % дискретных объектов одного типа с ошибкой 0,06 %, распознавание линейных объектов соответственно — 82 % и 0,04 %. Точность распознавания составила 0,1 мм.

В работе [12] излагаются опыты по распознаванию условных знаков по данным, представленным в векторной форме. Использовалась кадастровая карта. Последовательность технологических операций состояла в следующем: считывание информации с оригинала карты с помощью сканера; создание бинарного изображения; выделение скелетных линий; растрово-векторное преобразование в структуру «цепь — узел»; сегментация; распознавание алфавитно-цифровых и графических символов. При распознавании применялось сочетание статистического и структурного методов. Положительный результат составил 90—95 %. Отмечается, что 100 %-е автоматическое распознавание не представляется возможным, т. к. избежать интерактивных процедур не удается.

В известных опытах использовались в основном наиболее четко выделяющиеся по цвету дискретные знаки. При сложных сочетаниях, пересечениях различных по цвету и рисунку знаков надежность распознавания ниже ошибки значительнее. В этой связи при подготовке исходных материалов ориентированных в последующем для машинного цифрования, необходимо требование нормализации изображения, связанное с логическими возможностями ЭВМ и разрешающей способностью сканеров, т. е. все используемые исходные материалы, подлежащие цифрованию (полевые оригиналы, выкопировки с карт предшественников и пр.), должны быть с самого начала ориентированы на последующую машинную обработку с помощью сканеров. Сами принципы нормализации просты и не требуют каких-либо навыков по черчению. Приведем основные, наиболее общие требования нормализации.

1. На картографических материалах, имеющих контурные изображения (качественный фон, ареалы и т. д.), линии границ должны быть черного цвета. Причем линия границ должна быть непрерывной или же в виде пунктира с малыми интервалами, без особых требований к качеству изображения.

2. Топографическую основу желательно давать серым цветом или, как традиционно принято, голубым при условии, что последний не будет использоваться для обозначения тематического содержания.

3. Тематические элементы содержания карты могут быть нанесены хроматическими цветами с максимально разнесенными по спектру цветовыми характеристиками. Цветные изображения так же, как и количество их на карте, определяются возможностями применяемого сканера.

4. Линейные объекты (например, тектонические разломы) должны изображаться непрерывной или пунктирной линией с малыми интервалами. Качественные различия могут быть показаны построениями в виде одиночных черточек наподобие бергштрихов и их сочетаний или цветов при соблюдении условий по пункту 3.

Для обозначения качественных различий контуров (качественного фона, ареалов) в работах [2, 13] рекомендуется простейший способ — нанесение стилизованных римских цифр. Могут быть использованы и другие упрощенные условные обозначения, например, в виде кружков с внутренним различным штриховым заполнением.

Если штриховой материал подготовлен в соответствии с требованиями нормализации, то его обработка происходит в полном автоматическом режиме без участия человека, поскольку вся информация, необходимая для построения модели, извлекается непосредственно из карты с надежным отслеживанием линейных изображений и распознаванием условных обозначений.

Ввод изображения в ЭВМ связан с определением параметров сканирования — шага дискретизации и порога квантования по уровням яркости или цветности изображения, если используется сканер универсального типа. Разрешающая способность сканеров должна обеспечивать не меньше двух развертывающих элементов на толщину самой тонкой линии изображения. Опыт показывает, что в большинстве случаев шаги дискретизации 0,1 мм и 0,05 мм наиболее приемлемы. Шаг дискретизации определяется исходя из графической точности карты и минимальной толщины штриховых элементов изображения.

Порог квантования определяется относительно уровня яркости изображения топографической основы, служащей для привязки геологических объектов, но не показываемой на составляемой геологической карте. Для этих целей используется растровый дисплей. После сканирования изображение картографического материала высвечивается на экране растрового дисплея и оператор наводит на бледное изображение топографической основы маркер (световое перо), т. е. указывается произвольная точка соответствующей части изображения. Затем выбирается пороговое значение уровня квантования, позволяющее выделить только контуры, относящиеся к тематической информации (в частности, контуры черного цвета), и исключить информацию топографической основы из дальнейшей обработки.

Рассмотрим принципы технологии и математическое обеспечение автоматического цифрования линейных объектов картографического документа с ориентацией на широкий круг специалистов, имеющих ограниченные возможности использования дисплейных систем.

Основная идея технологии состоит в перенесении всех операций доработки сканированных данных на этап подготовки оригинала сканирования. Реализация такого подхода связана с нормализованным целевым оригиналом, с разработкой специальных машиночитаемых знаков и всего цикла обработки на ЭВМ изданного традиционного оригинала, приведенного к машиночитаемому виду. Ниже термином «приведение» будем для краткости обозначать приведение графического изданного оригинала к машиночитаемому виду с помощью определенной ручной доработки изображения. Используемые при этом знаки назовем «знаками приведения».

При разработке технологии будем учитывать следующие требования, позволяющие избежать указанных выше недостатков: весь цикл обработки должен реализовываться на стандартном оборудовании, включающем, кроме универсальных ЭВМ (в т. ч. персональной), только сканер; следует ра-

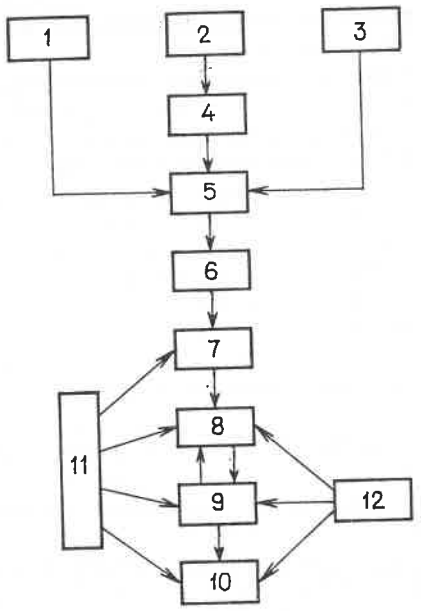


Рис. 1. Схема обработки картографических данных:

I — первичные материалы съемки в нормализованном виде; 2 — изданные карты (топографические, геофизические и др.); 3 — выкопировки из геологических карт предшественников в нормализованном виде; 4 — приведение к машиночитаемому (нормализованному) виду с помощью знаков приведения; 5 — ввод в ЭВМ сканером; 6 — предварительная обработка; 7 — построение промежуточной цифровой модели (ПЦМ); 8 — обработка (распознавание) знаков приведения и традиционных знаков; 9 — преобразование ПЦМ в цифровую модель (ЦМ); 10 — использование ЦМ (методы доступа); 11 — структуры данных для представления геометрических объектов; 12 — библиотека графических процедур

ционально использовать специалистов, занятых автоматизированным созданием цифровых моделей (ЦМ), предоставляя им возможность дорабатывать или создавать оригинал сканирования стандартными средствами в привычных условиях; приведенный оригинал сканирования стандартными средствами должен обрабатываться в автоматическом режиме, исключительные ситуации по запросу программы разрешаются в интерактивном режиме.

Перестановка этапов сканирования и доработка сканированных данных приводят к следующей принципиальной схеме, отдельные блоки которой должны быть конкретизированы (рис. 1).

1. Обычное ретуширование имеет целью лишь удалить некоторые объекты (или их части). В нашем случае знаки приведения должны облегчать программное восстановление утраченных деталей и обеспечивать привнесение в модель дополнительных данных. Следовательно, они имеют более сложную структуру, чем знак ретушированной области. Обработка знаков приведения существенно упростится, если на фоне остального содержания оригинала сканирования они могут быть выделены пороговыми значениями яркости либо цветом. В связи с этим вся технология ориентирована не на использование двуградационных сканеров, а на применение полутоновых (или многоцветных типа ТС-6030) сканеров.

2. Поскольку векторное представление эффективнее растрового, структура данных и математическое обеспечение должны быть ориентированы на этот вариант. Отсюда возникает требование к способу отслеживания, задача которого состоит теперь в получении граничных контуров. Эти контуры должны выделяться и обрабатываться за один проход по строкам исходной информации. В результате такого «параллельного отслеживания» модель будет построена непосредственно для всего графического документа. Тем самым можно избежать обычных проблем, связанных с организацией «разрезания» и «склейки» при пофрагментной обработке (аналогичный подход — метод «одновременного слежения» — разрабатывался для вычисления метрических характеристик геометрических объектов).

3. Тип цифровой модели определяется типом исходного графического документа (рельеф, контуры, сеть и пр.), поэтому естественные требования универсальности и единообразию математического обеспечения следующие: при построении ЦМ первый шаг стандартен — создание промежуточной цифровой модели (ПЦМ), являющейся непосредственно результатом отслеживания исходных элементов оригинала и отдельно — знаков приведения; второй шаг зависит от специфики собственно самой модели. Учет типичных черт построения ЦМ и характерных особенностей каждой отдельной модели достигается разработкой инструментальных программных средств, организованных в виде библиотеки графических процедур. Элементы этой библиотеки должны являться универсальными компонентами, с помощью которых строятся программы более высокого уровня: обработка знаков приведения и традиционных знаков, построение ЦМ, организация доступа (использования) готовой ЦМ и пр.; компоненты математического обеспечения всех этапов связываются в систему благодаря использованию единой структуры данных для представления геометрических объектов.

В рамках общей технологической схемы (см. рис. 1) взаимодействие человека и ЭВМ при автоматизированном создании ЦМ начинается с получения исходного оригинала, например копии расчлененного оригинала изолиний топографической карты, контуров дешифрирования, и подготовки его к сканированию. Создание оригинала сканирования является существенным моментом разрабатываемой технологии, поскольку на этом этапе получают решение задачи, которые в рамках существующих технологий рассматривались после сканирования. Требования к знакам приведения и их конкретный вид зависят от задач, решаемых этими знаками.

Рассмотрим вначале задачи, которые решаются на этапе обработки («снятие» знаков приведения). По аналогии с интерактивным режимом ставятся следующие задачи: редактирование — удаление или выделение в явном виде (упрощение) шумов (посторонних точек, царапин оригинала, разрывов) и знаков, не используемых при построении ЦМ данного вида; именование — обеспечение возможности сопоставления некоторых элементов с определенными значениями.

Специфическая для данной технологии задача — планируемый запрос на интерактивную доработку — решается в случае, когда обработку некоторого фрагмента желательно по каким-либо причинам провести в интерактивном режиме. Соответствующие знаки приведения обеспечивают выдачу фрагмента модели в растровом графическом виде на АЦПУ и корректировку модели по результатам ответа оператора.

Задача координатной привязки возникает в рамках любой технологии цифрования штриховых изображений. Это связано с тем, что изображение задано в системе координат его носителя — листа бумаги, пластика и т. п., обработка происходит в системе координат цифрователя. Использование ручных дигитайзеров с этой целью начинается с оцифровки угловых точек оригинала. Аналог этой операции должен быть предусмотрен и в числе знаков приведения.

Приведенный к нормализованному виду оригинал создается человеком, а обрабатывается на ЭВМ, поэтому различные типы знаков приведения мы будем рассматривать с позиций нанесения вручную знаков на оригинал сканирования и с позиций обработки знаков (каждого в отдельности и всех в совокупности) и всего оригинала сканирования на ЭВМ.

В рамках данной технологии требования простоты и удобства нанесения и автоматического чтения знаков сводятся к следующему: знаки наносятся стандартными картографическими средствами; форма знака и ситуация, в которой он должен быть использован, доступны исполнителю, не имеющему специального образования в области обработки данных на ЭВМ; обработка знаков реализуется с использованием тех же структур данных и программных средств, что и обработка основного содержания оригинала; тип и параметры каждого шага должны однозначно определяться при обработке. С этой целью в число информативных признаков должны включаться лишь такие, которые легко выполняются графически и надежно контролируются визуально — простые метрические параметры (2—3 градации), топологические инварианты, контекст.

Ниже рассмотрены специальные требования к отдельным типам знаков приведения.

Знаки редактирования. Исходные изображения, не перекрытые знаками редактирования, не помеченные ими как шум и лежащие вне знака планируемого запроса, являются набором линий (к этому набору и применяются дальнейшие шаги по построению остова). Структура самих знаков должна допускать восстановление утраченного под ними изображения (изолиний, контуров и пр.).

Знаки именования. Будем различать два типа знаков этой группы. Первый тип — знаки, структура, расположение и параметры которых позволяют автоматически найти передаваемые ими

данные (например, знаки для нормализации горизонталей). Второй тип — знаки, с которыми пользователь связывает информацию на последующих этапах работы с ЦМ (например, именование областей). Знаки второй группы должны иметь два способа представления — в виде графического образа, проставляемого исполнителем, и в виде числового кода, с которым можно соотнести дополнительную информацию. Таким образом, необходима еще процедура преобразования изображения знака второго типа в код, легко выполнимая как визуально, так и автоматически, и учитывающая возможные вариации формы при ручном нанесении знака. Желательно также, чтобы при нанесении знаков смена пишущих инструментов происходила максимально редко.

Знаки планируемого запроса. В качестве графического устройства отображения используется стандартное печатающее устройство, поэтому возникает ограничение на горизонтальный размер области доработки.

Знаки координатной привязки. Форма знака должна с максимальной четкостью для выбранной технологии сканирования фиксировать угловые точки изображения.

Одним из важнейших этапов машинной обработки контуров, описанных в литературе, является процесс построения средней линии (остова) заданных в растровом виде линейных и контурных объектов. Это связано с тем, что остов доставляет компактное описание исходного изображения, позволяющее строить пространственную часть цифровой модели и осуществлять распознавание традиционных и нормализованных условных обозначений (в нашем, выше приведенном примере — римские цифры и кружки).

В системах построения остова предусматривается, что весь растр, на котором заданы объекты, целиком расположен в оперативной памяти. Обработка растровой матрицы изображения состоит из следующих двух операций.

1. Утоньшение — операция над растровым представлением линейных объектов, результат которой — растр с линиями единичной толщины. Алгоритм заключается в многоразовом просмотре границы каждого объекта (метод «снятия слоя», «соскабливания краев», «лесного пожара» и пр.) с возможным удалением граничных точек. Количество операций, реализующих этот алгоритм, пропорционально площади объекта.

2. Векторизация (отслеживание) — преобразование растрового формата представления линий в векторный формат (т. е. построение списков координат, описывающих каждую линию).

В последние годы появился другой подход к построению остова, основанный на векторном утоньшении. Он сводится к векторизации границ (метод «минимального расстояния», «равных диагоналей» и др.).

Опыт работы со сканерами только на примере обработки изолиний показывает их высокую эффективность [1]. Методы построения геологических пространственно-цифровых моделей рассмотренные нами, могут быть особенно эффективны при оптимальном распределении функций между человеком и машиной (сканер — вычислительный комплекс) с учетом всего технологического процесса геологического картирования, начиная с полевой съемки. Для реализации этих методов наряду с вычислительными техническими средствами и специальным программным обеспечением, необходимы сканеры, выпуск которых в нашей стране ограничен. Исходя из того, что геологическое картирование отличается от других видов съемок, например топографической, меньшей точностью (вследствие естественной труднодоступности объектов съемки), на геологическом производстве могут достаточно эффективно использоваться малогабаритные дешевые электронные сканеры, которыми в последнее время стали комплектоваться зарубежные персональные компьютеры. На рис. 2 приведена конфигурация технических средств рекомендуемой автоматизированной картографической системы на базе персонального компьютера.

Учитывая простоту, а следовательно и доступность для геолога методики подготовки первичных и других картографических материалов для автоматического построения пространственно — цифровых моделей, предложенные методы можно рекомендовать для широкого внедрения в производство.

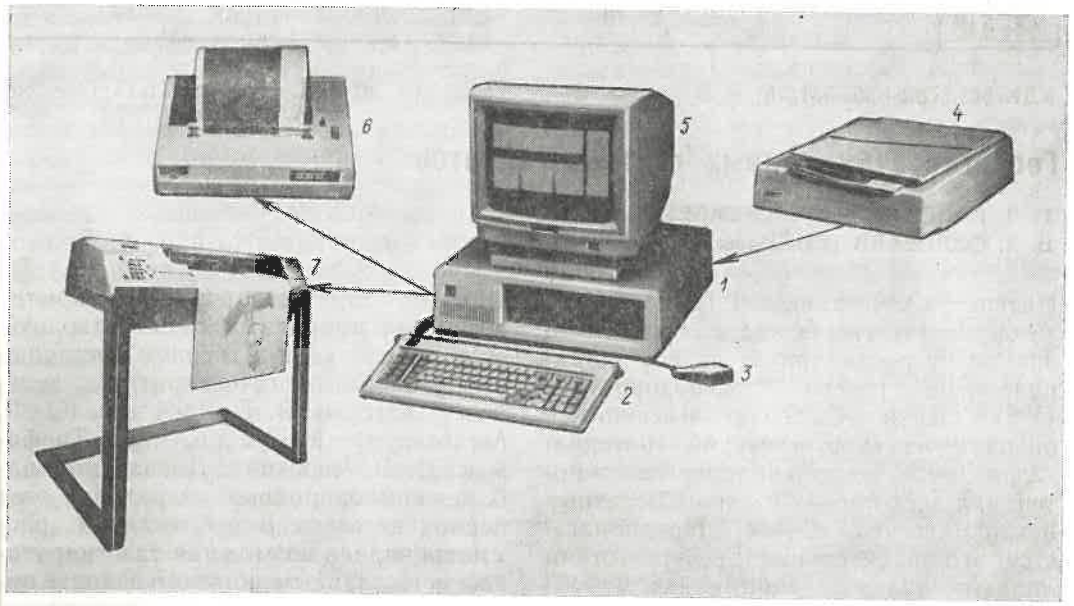


Рис. 2. Автоматизированная картографическая система:
1 — вычислительный блок; *2* — пульт (клавиатура); *3* — «мышь»; *4* — сканер; *5* — монитор; *6* — принтер; *7* — графопостроитель

При внедрении следует исходить из каждого конкретного случая, определяемого главным образом видом и способом съемки. В соответствии с последним может быть свой технологический, методический подход подготовки (нормализации) картографических материалов с целью адаптации к единому специальному математическому обеспечению и используемым техническим средствам обработки картографической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев А. С., Ширяев Е. Е.* Способы машинной интерполяции сканированных изолиний//Изв. вузов. Сер. геодезия и аэрофотосъемка. 1983. № 6. С. 87—98.
2. *Ширяев Е. Е.* Картографическое отображение, преобразование и анализ геоинформации.— М.: Недра, 1984.
3. *Appelt Gerfried.* Scanner — unterstuzze Nachfuhrung topografischer Karten 1 : 25 000//Z. Vermessungsw. 1986. N 12. P. 543—547.
4. *Passonier Bruno, Grant Neil G.* An inventory of computer applications for map production//Proc. 13-th Int. Cartogr. Conf., Morelia, 1987. Aguascalientes, 1988. Vol. 4. P. 105—129.
5. *Weber Wigand.* Mass digitization of topografic — cartografic information//Nachr. Karten — und Vermessungsw. 1987. N 46. S. 101—122.
6. *Faust Nickolas L.* Automated data capture for geographic information systems: a commentary//Photogramm. Eng. and Remote Sens. 1987. N 10. P. 1389—1390.
7. *Toustou D.* Numerization de la carte Gebco an bureau gravimetrique international//Bull. Inf. Instr. geogr. nat. 1988. N 55. P. 19—26.
8. *Sasin* socure to remote sensing//J. Jap. Sos. Photogramm. and remote Sens. 1985. N 2. P. 11—17.
9. *Ranzinger Monika.* Data gathering — cost/time considerations//Nachr. Karten — und Vermessungsw. 1986. N 44. S. 137—145.
10. *Weber Wigand.* Artographische Mustererkennung//Kartogr. Nachr. 1988. N 3. S. 113—120.
11. *Suzuki Satoshi, Kosugi Makoto, Oshino Toshio.* Automatic line drawing recognition of large—scale maps//Opt. Eng. 1987. N 7. P. 642—649.
12. *Illert Andreas.* Extraction of texts and symbols from nonstructured vector data//Proc. 13-th Int. Cartogr. Conf., Morelia, 1987. Aguascalientes, 1988. Vol. 4. P. 367—374.
13. *Shiryaev E. E.* Computers and representation of geographical data.— Chichester: John Wiley, 1987.
14. *Hunt John.* Computers and cartography// SUC Bull. 1986. N 2. P. 94—96.
15. *Cooney Timothy M., Tucker Dean.* Patial analysis on the micro//J. Forest. 1986. N 8. P. 13—14, 49—50.

Принята редколлегией 26 февраля 1990 г.

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 552.578.1+553.981(26)

© Г.Д. Гинсбург, И. С. Грамберг, В. А. Соловьев, 1990

Геология субмаринных газовых гидратов

Г. Д. ГИНСБУРГ, И. С. ГРАМБЕРГ,
В. А. СОЛОВЬЕВ (ВНИИокеангеология)

Интерес к субмаринным гидратам газа определяется прежде всего тем, что они могут рассматриваться как потенциальный резерв углеводородного (УВ) сырья. Согласно имеющимся оценкам их энергетический потенциал на Земле, возможно, превышает потенциал всех прочих горючих полезных ископаемых [5, 12—14]. Предполагается, что значительными ресурсами обладают залежи «нормальных» УВ (нефти и газа), экранированные гидратоносными отложениями. Обсуждается возможность разложения гидратов газа при изменении физико-химической обстановки, в частности, при антропогенном изменении климата, следствием чего будут нарушение устойчивости грунтов и выделение газа [14]. С позиций теоретической геологии субмаринные гидраты представляют собой слабо исследованное геологическое явление, обусловливающее определенную специфику тех субмаринных геологических процессов, которые происходят при участии воды и газа.

Цель данной статьи — охарактеризовать состояние проблемы и обсудить подход к ее решению. Рассматриваются результаты исследований, выполнявшихся во ВНИИокеангеологии начиная с 1982 г. [3, 8, 9, 11], в т. ч. трех специальных морских экспедиций, предпринятых совместно с организациями АН СССР [6, 10].

В изучении геологии природных газовых гидратов можно выделить два этапа. На первом этапе («подготовительном») в отдельных публикациях (начиная с работы И. Н. Стрижова и И. Е. Ходановича, 1946) констатировалась принципиальная возможность образования гидратов не только в трубопроводах, коммуникациях газовых промыслов и в стволах скважин (что было ранее известно), но и непосредственно в недрах, если они в достаточной мере охлаждены. В СССР в 1969 г. зарегистрировано открытие «свойства природных газов находиться в земной коре в твердом состоянии и образовывать газогидратные залежи» (авторы В. Г. Васильев, Ю. Ф. Макогон, Ф. А. Требин, А. А. Трофимук, Н. В. Черский). Доказанных наблюдений природных гидратов в этот период не было. В публикациях рассматривалась возможная газогидратоносность главным образом районов области вечной мерзлоты. На продолжающемся сейчас втором этапе идет накопление фактического материала и исследуются условия газогидратоносности с целью оценки ее масштабов. При этом отдается предпочтение Мировому океану в сравнении с областью вечной мерзлоты на континентах. По опубликованным оценкам ресурсы субмаринных гидратов газа на два — три порядка превышают ресурсы на суше [5, 14]. Прямых наблюдений гидратов на суше не было.

Термобарическая зона, в которой гидраты газа могут существовать, занимает практически все глубоководные акватории Мирового океана и значительную часть приполярных шельфов и имеет мощность в сотни метров. Однако гидраты в этой зоне встречаются отнюдь не повсеместно. Известно более 40 субмаринных районов, где наблюдались сами гидраты газа или их геофизические и геохимические признаки. Непосредственно гидраты обнаружены в кернах 12 глубоководных скважин, пробуренных на семи площадях в Центральноамериканском и Перуанском желобах, на подводном хребте Блейк-Аутер и в Мексиканском заливе, а также в кернах десятка грунтовых станций на 11 площадях в Мексиканском заливе, Черном, Каспийском и Охотском морях. Помимо собственно гидратов в ряде районов фиксировались их косвенные признаки: высокое содержание газа в порах, аномальные хлорность и изотопный состав поровых вод. Известны сейсморазведочные признаки присутствия гидратов. Из них наибольшее значение имеет специфический отражающий горизонт BSR (bottom simulating reflector — имитирующий дно), отождествляемый с подошвой газогидратоносных отложений. Все субмаринные районы, где наблюдались гидраты, и районы с их признаками (за исключением несколькских площадей на арктическом шельфе США и Канады) располагаются на континентальных и островных склонах, подножиях и в глубоководье внутренних и окраинных морей в пределах осадочно-породных бассейнов, имеющих быстро формирующийся осадочный чехол сравнительно большой мощности. Эту приуроченность можно объяснить с помощью предлагаемых фильтрационных и седиментационной моделей гидратообразования.

Согласно фильтрационным моделям гидраты образуются при фильтрации флюидов в (через) зону стабильности гидратов. Эти модели можно различать по движущимся флюидам (газ, газонасыщенная вода), по геологическим процессам, ответственным за фильтрацию, по направлению фильтрации. Есть основания полагать, что в субмаринной обстановке широко распространен процесс образования гидратов из газа, растворенного в водах. Геологическая эффективность такого процесса определяется особенностью растворимости газов в равновесии с гидратами: упругость и содержание водорастворенного газа в таких условиях лимитируются не внешним, а равновесным давлением гидратообразования при данной температуре [2]. Поэтому из газонасыщенной воды, фильтрующейся через зону стабильности гидратов (латерально — со стороны континента или вверх), должны выпадать гидраты. Ответственными за фильтрацию могут быть уплотнение отложений — элизионная модель и термоартезианский напор — гидротермальная модель; специфична подводногрязевулканическая модель гидратообразования.

Седиментационная модель предполагает образование гидратов в ходе лавинной седиментации [7] — гравитационного перемещения по континентальному склону осадочных масс (оползней, обвалов и продуктов их разжижения), содержащих газ. Существенным фактором, благоприятствующим образованию гидратов газа в рамках той и другой моделей, является гравитационная тектоника: конседиментационные разломы, ротационные мегаоползни. При совместном влиянии этих процессов могут формироваться полигенетические скопления гидратов, обязанные и фальтрации по слоистости, и заполнению трещин и каверн, и «волочению» в массиве гравититов. На активных континентальных окраинах отжатие флюидов при субдукции может способствовать возникновению скоплений гидратов. Материалы наблюдений гидратов в кернах подтверждают представления об их формировании из движущихся флюидов в подвижной среде: они приурочены к относительно хорошо проницаемым литологическим разностям или образуют включения в пустотах и трещинах [3]. Газ, из которого образуются гидраты, может быть диагенетическим или катагенетическим.

На приполярных шельфах возможны криогенные гидраты, образовавшиеся при охлаждении уже существовавших залежей газа и газонасыщенных подземных вод либо на субаэральном этапе развития (Арктика), либо в результате гляцио-изостатического погружения (Антарктика). Однако образование криогенных гидратов не приводит к существенному увеличению ресурсов УВ, более того, оно уменьшает долю извлекаемых запасов из залежей газа.

На основе предложенных моделей и выполненной в соответствии с ними генетической типизации природных гидратов газа составлены карты потенциально гидратоносных областей Мирового океана (рис. 1, 2). На них показаны области вероятного распространения гидратов разных генетических типов, а также те акватории, где вероятность встретить гидраты любого генезиса крайне мала. К категории последних отнесены, во-первых, те шельфы и верхние части континентальных склонов, где гидраты не могут существовать из-за слишком высокой температуры и низкого давления. Это — области с глубиной во-

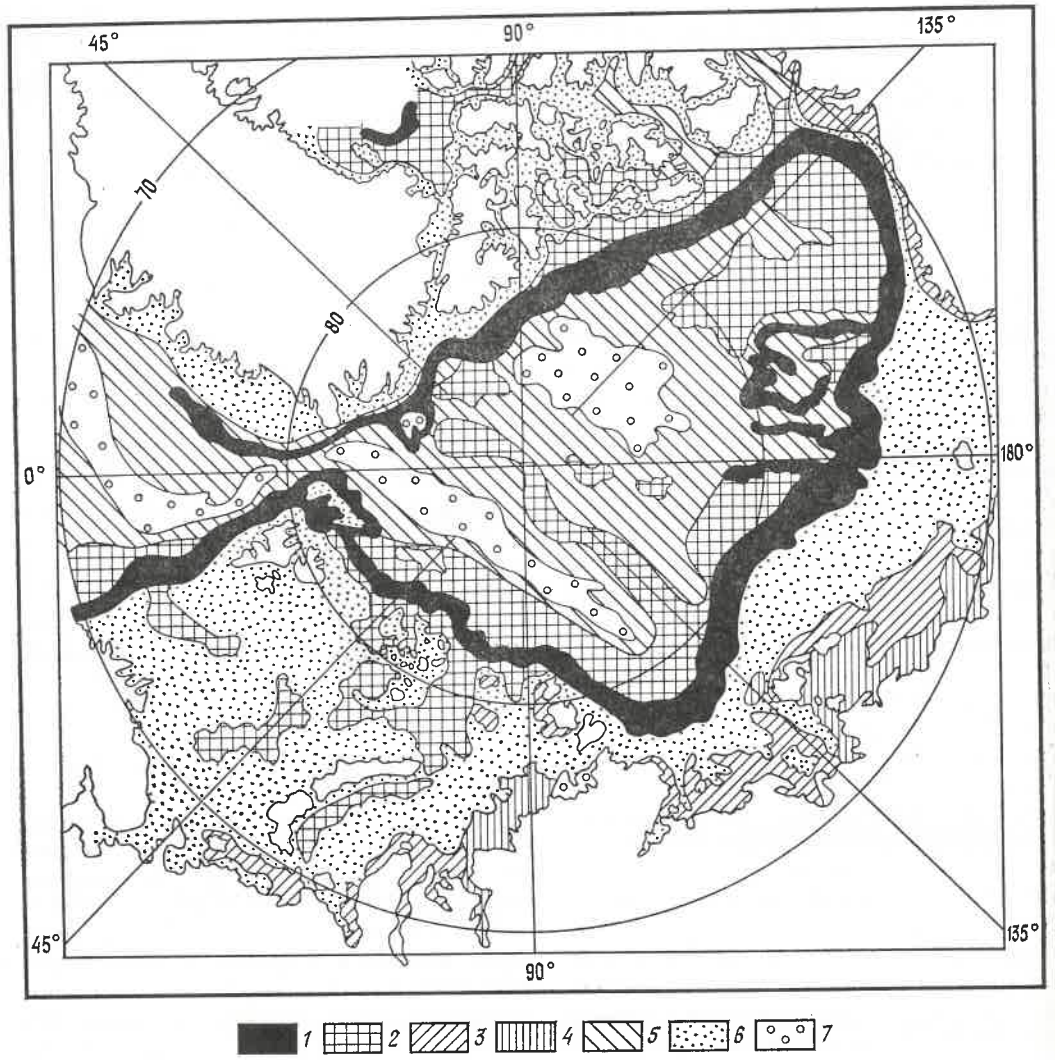


Рис. 1. Потенциально газогидратоносные области Северного Ледовитого океана. Составлено при участии Е. В. Телепнева:

области, где возможны скопления газовых гидратов: *1* — фильтрогенных и седиментогенных на континентальных склонах, *2* — фильтрогенных, *3* — фильтрогенных и криогенных, *4* — фильтрогенных преимущественно из биохимического газа на шельфе, *5* — фильтрогенных преимущественно из биохимического газа в глубоководье; области, в которых гидраты углеводородных газов не могут существовать в связи с отсутствием: *6* — необходимых термобарических условий, *7* — достаточного количества газа

ды от 250 м и меньше в приполярных регионах (если недостаточная глубина воды не компенсируется субаквальной мерзлой зоной), до 700 м и меньше в экваториальных, а также некоторые более глубокие, но существенно изолированные впадины с теплой придонной водой (Кариакская впадина, Красное море). Во-вторых, к категории негидратоносных должны быть отнесены акватории, где нет достаточного для гидратообразования количества газа, т. е. отсутствуют условия для его генерации и сохранения.

Условиями газонакопления в отложениях являются высокое содержание органического вещества (ОВ), высокая скорость седиментации (что обеспечивает интенсивную генерацию биохимического метана и предохранение его от рассеяния), а также значительная мощность осадочного чехла (обусловливающая возможность образования катагенетического газа). Каждый из этих трех показателей в Мировом океане в целом характеризуется циркумконтинентальной зональностью — все они убывают при удалении от континентов. Вероятно, в глобальном плане их можно считать скоррелированными. Наиболее исследована мощность осадочных отложений, использованная нами в качестве картировочного признака: к негидратоносным отнесены акватории, где мощность чехла не превышает 0,5 км. Это значение взято в качестве порогового, исходя из принятого принципа — минимизировать пропуск гидратов. По данным глубоководного бурения, при меньшей мощности чехла вся осадочная толща с высокой степенью вероятности находится выше подошвы зоны сульфатредукции и накопление биохимического метана не происходит. Все остальные акватории рассматриваются как потенциально газогидратоносные. При этом принято, что фильтрогенные гидраты могут существовать в районах с мощностью осадочного чехла больше 0,5 км, но если она не превышает 2 км, возможны гидраты только из биохимического газа (как в глубоководье, так и на арктическом шельфе), при большей мощности (свыше 2 км) — из биохимического и катагенетического. Седиментогенные гидраты накапливаются на морфологически выраженном

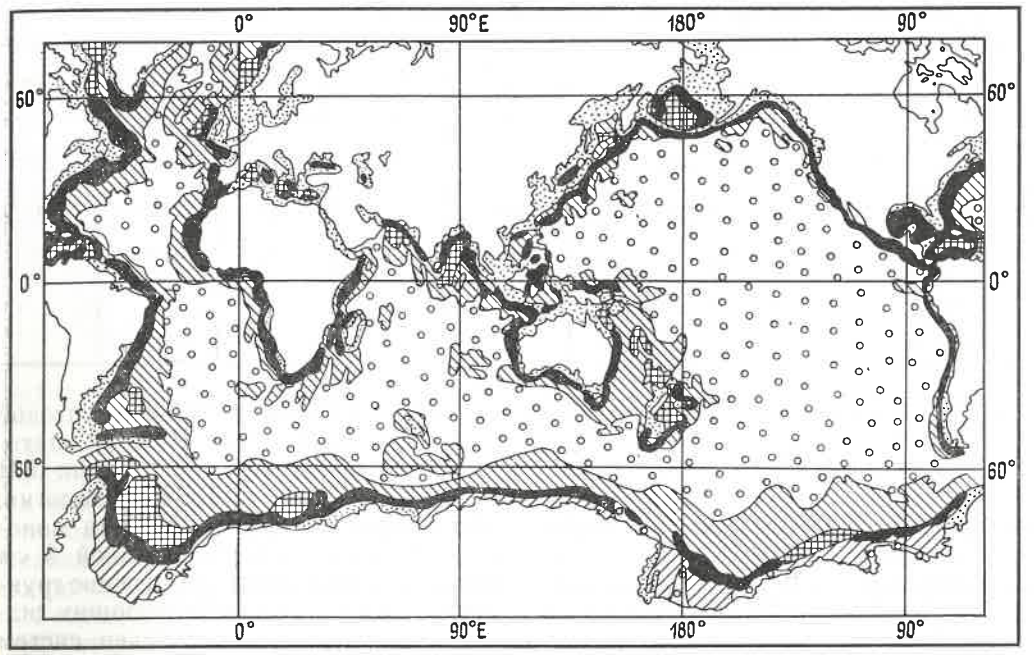


Рис. 2. Потенциально газогидратоносные области Мирового океана. Составлено при участии Е. В. Телепнева:

усл. обозн. см. рис. 1

континентальном склоне при мощности осадочных пород более 0,5 км. Для криогенных гидратов в газовых залежах принята необходимая мощность осадочного чехла более 2 км, как при выделении потенциально нефтегазоносных бассейнов.

Составленные карты позволили количественно оценить распространенность гидратоносных акваторий (таблица). Доля акваторий, где имеются условия для образования гидратов газа, составляет в Мировом океане около 30 % его площади. Регионы континентальных окраин, где могли реализоваться наиболее эффективные модели газогидратообразования — фильтрационные (с участием и биохимического, и катагенетического газа) и седиментационная, занимают около 10 % площади океанов.

Данные о размерах газогидратных скоплений и о содержании гидратов в них немногочисленны. Наиболее эффектное газогидратопроявление (в Тихоокеанском прибрежье Гватемалы) — пересеченное скважиной на поддонной глубине 249—253 м почти мономинеральное тело (содержание гидратов около 90 %); размеры его по латера-

Доля потенциально газогидратоносных акваторий океанов, %

Характер акватории	Атлантический	Тихий	Индийский	Северный Ледовитый	Мировой
Акватории, где возможны скопления газовых гидратов	45	20	25	60	30
в т. ч. фильтрогенных и седиментогенных на континентальных склонах	20	5	10	10	10
Акватории, где газогидратообразование маловероятно из-за отсутствия необходимых термобарических условий или достаточного количества газа	55	80	75	40	70

ли не установлены [3]. Вероятно, это седиментогенное или полигенетическое скопление.

Изученное нами подводногрязевулканическое скопление в глубоководье Южного Каспия по площади соответствует кратерному полю вулкана (диаметр около 300 м) и характеризуется содержанием гидратов в породе до 35 % (по объему); мощность гидратоносных пород — более 1,2 м (максимальная глубина пробоотбора). Гидраты встречены непосредственно у дна [10]. Другое скопление, выявленное нами в Черном море, контролируется выходящим на дно удлиненным диапиром размером 1000×200 м [6]. Гидраты здесь наблюдались, начиная с глубин 0,4—2,2 м ниже дна. Максимальная вскрытая мощность гидратоносных пород 0,5 м; подошва их нигде не была пройдена. С забоя грунтовой станции 57 (XXI рейс НИС «Евпатория» в Черное море, экспедиция ВЦ СО АН СССР и ВНИИокеанология, 1988 г. [5]) поднят штуф почти мономинерального гидрата длиной 8 см (рис. 3), занимавший все сечение грунтовой трубки. На других станциях гидраты образовывали несколько систем прожилков мощностью до 5 мм; содержание гидратов оценено визуально в 10 % по объему.

Рис. 3. Штуф почти мономинерального газового гидрата. Фото М. Н. Григорьева

О латеральной протяженности предполагаемых фильтрогенных скоплений гидратов на континентальных склонах и подножиях в условиях терригенной слоистости отложений можно судить по данным о прослеживаемости упоминавшегося сейсмического отражающего горизонта BSR. В ряде регионов он наблюдался на площадях в десятки тысяч квадратных километров. Правда, гидратообусловленность этого горизонта пока однозначно не доказана.

Учитывая явно недостаточную изученность субмаринных газовых гидратов, их можно рассматривать лишь как потенциальное полезное ископаемое. Имеющиеся общие оценки ресурсов газа в гидратах носят скорее экспертный, чем аналитический характер. Существенно также, что в этих оценках учитываются гидраты, промышленная ценность которых неясна, поскольку они могут быть рассредоточены в больших объемах осадочных пород. Количественные же оценки ресурсов в состоянии концентрации в скоплениях отсутствуют.

Специальную проблему составляет добыча газа из газогидратных залежей. Очевидно, что экономически она будет менее выгодна, чем разработка «нормальных» месторождений, поскольку на фазовый переход гидрат-газ необходимо затратить тепло; кроме того, газ в гидратах по сравнению с «нормальным» разубожен — при разложении 1 м^3 гидрата выделяется 0,85 м^3 воды. И все же, как показано в работах ряда авторов, разработка газогидратных скоплений может оказаться рентабельной [1]. Предложены способы, предусматривающие дезинтеграцию субмаринных гидратосодержащих отложений и разложение гидратов с помощью сравнительно теплой воды, взятой с поверхности моря. Однако, пока остаются неясными геологическое строение скоплений гидратов, их размер, условия залегания, вещественный состав, концентрация газа, нельзя серьезно говорить о технологии их разработки.

Геология газовых гидратов, в первую очередь, — геология природного газа. Гидраты, как и нормальные УВ (нефть и газ) являются продуктом совокупности геологических процессов, формирующих осадочный чехол. Это обстоятельство обусловливает целесообразность обычного нефтегазогеологического подхода к изучению газогидратоносности, требующего выяснения мощности и строения чехла, режима его развития, содержания и характера ОВ в породах. Однако наряду с несомненным генетическим единством имеется и отличие: гидраты формируются из того деривата ОВ, из той части мигрирующего газа, которая в отсутствие условий для гидратообразования покинула бы осадочный чехол и ушла в гидросферу.

Очевидно, что в субмаринном газогидратонакоплении значительная роль принадлежит биохимическому газу, который, как известно, генерируется в осадочном чехле в процессе диагенеза (в залежах УВ осадочно-породных бассейнов континентов этот газ существенного значения не имеет, считается, что он теряется). В ходе диагенеза одновременно с биохимическими процессами происходит обезвоживание отложений. Отсюда понятно, что судьба биохимического газа во многом определяется соотношением темпа его генерации в отложениях и скорости их обезвоживания. Таким образом, понимание субмаринного газогидратообразования сопряжено с необходимостью познания диагенеза океанических отложений — в широком смысле этого понятия.

Поскольку гидраты образуются из движущихся флюидов и в определенных температурных условиях, фундаментальное значение для геологии гидратов имеет гидрогеология и геотермия субмаринных бассейнов.

Из других геологических процессов, влияющих на гидратонакопление, должны быть названы лавинная седиментация, гравитационная тектоника, глиняный диапиризм и грязевой вулканизм.

В связи с явной приуроченностью гидратов газа к континентальным окраинам их исследование связано с такой фундаментальной проблемой геологии, как тектоника плит. Отметим, что геодинамический режим должен влиять на характер обезвоживания отложений и на созревание ОВ через особенности гидродинамических и геотермических обстановок.

Изучение скоплений газовых гидратов предполагает их геологическую характеристику, прежде всего — определение распространения гидратов по площади и на глубину. Наиболее доступны подводногрязевулканические скопления, ассоциирующие с глиняными диапирами, залегающие, как правило, вблизи дна; в Южном Каспии над ними невелика и глубина моря — до 700—800 м. В Черном море скопление такого типа обнаружено при глубине воды 2050 м. Вблизи дна залегают гидраты, найденные в Охотском море, при глубине воды 800 м [4]. Сравнительно легко доступны благодаря малым поддонным глубинам также известные скопления гидратов в Мексиканском заливе. Остальные прямые наблюдения гидратов сделаны в Тихоокеанском прибрежье Гватемалы, Мексики, Коста-Рики и Перу и в Атлантическом прибрежье США; исследование всех этих гидратопроявлений требует применения глубоководного бурения.

В потенциально газогидратоносных регионах имеются объекты, где целесообразно провести поиск скоплений гидратов и где работы на первом этапе не требуют применения бурения. К таким объектам относятся, в частности, авандельты крупных рек в местах

эрозионного вреза в них каньонов — к ним могут быть приурочены зоны разгрузки газоносных подземных вод и газов и, как следствие — скопления газовых гидратов элизионно-фильтрационного генезиса. Представляют интерес поля развития «оспенного» (pockmark) рельефа, с которыми предположительно связывается выход на морское дно газов и (или) подземных вод.

Из морских геофизических методов изучения газогидратоносности наиболее важны сейсмические в различных частотных диапазонах — от десятков герц (МОВ ОГТ для изучения осадочного чехла, выявления и прослеживания горизонта BSR и гидратоносных толщ на поддонных глубинах в сотни метров) до первых килогерц (расчленение разреза вблизи дна, в т. ч. выделение и прослеживание пород с гидратами, корреляция грунтовых станций, выявление «факелов» в местах выхода газов).

В экспедициях, проводившихся при участии ВНИИокеангеологии в Каспийском и Черном морях [6, 10], с целью поиска гидратов применялись сейсмоакустическое профилирование и эхолотирование, задачей которых было выявление диапировых структур и выяснение их строения. Непосредственно по этим данным задавались поисковые грунтовые станции. Такая методика (в сочетании с навигационным обеспечением) предопределила успех поисков.

Особо должна быть выделена задача окончательного выяснения природы отражающего сейсмического горизонта BSR.

Очевидна необходимость геотермических измерений. Они преследуют две цели: во-первых, без знания температуры и геотермического градиента нельзя оценить положение в разрезе термобарической зоны стабильности гидратов; во-вторых, представляет интерес выявление аномалий теплового поля, обусловленных энергоемкостью процессов гидратообразования и диссоциации. Электроразведочные работы методом естественного поля должны быть ориентированы на выявление аномалий — окислительно-восстановительных, фильтрационных и связанных непосредственно с образованием — разложением гидратов газа. Гидрологические исследования (газо-, ионо-, термо- и резистивиметрия придонных вод) найдут применение при выявлении очагов разгрузки подземных флюидов. Большую пользу может принести использование методов и средств, позволяющих визуализировать объекты исследования.

Решение проблемы геологии газовых гидратов требует проведения физико-химических исследований, в т. ч. экспериментальных. Их задачи — изучение физических свойств гидратосодержащих отложений и самих гидратов, выяснение особенностей термодинамики и кинетики образования — разложения гидратов в природных условиях, оценка эффектов фракционирования при образовании гидратов (молекулярных и изотопных). Эти сведения нужны для оценки стабильности гидратов в конкретном геологическом пространстве и во времени, для разработки геофизических и геохимических методов экспедиционных исследований на основе соответствующих поисковых признаков, для выяснения экранирующей способности газогидратоносных отложений, а также для создания технологии добычи газа из гидратов.

Анализ накопленных данных свидетельствует: субмаринное газогидратообразование — глобальное физико-геологическое явление. Наибольшее развитие оно получило на континентальных склонах, подножиях активных и пассивных материковых окраин и в глубоководье внутренних и окраинных морей в пределах осадочно-породных бассейнов со сравнительно мощным и быстро накапливающимся осадочным чехлом.

Для выяснения возможного значения субмаринных гидратов как потенциального источника углеводородного газа необходимы целенаправленные исследования, включающие экспедиционные работы. Однако такие исследования методологически должны проводиться в единстве с фундаментальным изучением геологии и минерагении Мирового океана, в частности, его осадочного чехла.

Прогресс в изучении субмаринных газовых гидратов будет во многом определяться прогрессом в создании и внедрении новых методов и средств изучения океана и его недр. Особое значение имеет глубоководное бурение, без широкого применения которого оценка значимости субмаринных гидратов вообще невозможна.

Проблему изучения газогидратоносности недр Мирового океана следует рассматривать как долгосрочную. Скорее всего, она будет решена в первой четверти будущего столетия на основе широкого международного сотрудничества. Необходимость такого сотрудничества явствует уже из географии основных потенциально гидратоносных регионов — континентальных склонов и подножий. Работа над этой проблемой в контексте с комплексным изучением геологии океана будет способствовать познанию его минерагении, а также нефтегазоносности глубоководных акваторий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аналитический* библиографический указатель литературы по газовым гидратам/ В. А. Истомин, В. С. Якушев, В. В. Карпюк, В. Г. Квон.— М.: ВНИИгаз, 1988.
2. *Баркан Е. С., Воронов А. Н.* Оценка ресурсов газа в зонах возможного гидратообразования//Сов. геология. 1983. № 8. С. 26—29.
3. *Гинсбург Г. Д., Иванов В. Л., Соловьев В. А.* Гидраты природного газа в недрах Мирового океана//Нефтегазоносность Мирового океана. Л., 1984. С. 141—158.
4. *Зоненшайн Л. П.* Газовый источник на дне Охотского моря//Природа. 1987. № 8. С. 53—57.
5. *Зубова М. А.* Гидраты природных газов в недрах Мирового океана: Обзор. Сер. Морская геология и геофизика.— М.: ВИЭМС. 1988.
6. *Кремлев А. Н., Гинсбург Г. Д.* Первые результаты поиска субмаринных газовых гидратов в Черном море (XXI рейс НИС «Евпатория»)//Геология и геофизика. 1989. № 4. С. 110—111.
7. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах.— М.: Наука, 1988.
8. *Основные* генетические типы субмаринных газовых гидратов/Г. Д. Гинсбург, В. Л. Иванов, Ю. И. Матвеев, В. А. Соловьев//Докл. советских геологов на XXVIII МГК. Геология морей и океанов. 1988. С. 81—88.
9. *Особенности* литогенеза при газогидратообразовании в недрах Мирового океана/ Г. Д. Гинсбург, И. С. Грамберг, В. Л. Иванов, В. А. Соловьев//Докл. АН СССР. 1986. Т. 288. № 6. С. 1446—1449.
10. *Подводногрязевулканический* тип скоплений газовых гидратов/Г. Д. Гинсбург, И. С. Грамберг, И. С. Гулиев и др.//Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 2. С. 416—418.
11. *Соловьев В. А., Гинсбург Г. Д.* Геотермические исследования в Мировом океане в связи с изучением газогидратоносности// Литология и полезные ископаемые. 1987. № 5. С. 121—125.
12. *Трофимук А. А., Макогон Ю. Ф., Толкачев М. В.* Газогидратные залежи — новый резерв энергетических ресурсов//Геология нефти и газа. 1981. № 10. С. 15—22.
13. *Трофимук А. А., Черский Н. В., Царе В. П.* Газогидраты — новые источники углеводородов//Природа. 1979. № 1. С. 18—27.
14. *Kvenvolden K. A.* Methane hydrate — a major reservoir of carbon in the shallow geosphere//Chemical Geology. 1988. vol. 71. P. 41—51.

Принята редколлегией 30 октября 1989 г.

УДК 553.98 : 532.5

© В. Ю. Керимов, М. З. Рачинский, 1990

Геофлюидодинамические аспекты формирования и прогноза нефтегазоносности

В. Ю. КЕРИМОВ,
М. З. РАЧИНСКИЙ (АзИНЕФТЕХИМ им. М. Азизбекова)

При анализе распределения нефтегазоносности устанавливается пространственно-временное соответствие геологических позиций и времени формирования скоплений УВ по ареалам, областям, зонам, локальным участкам (очагам) и периодам палео- и современной разгрузки региональных геофлюидодинамических систем [1, 2, 3, 6, 7].

Связь УВ насыщения с зонами и участками древней и современной разгрузок подземных резервуаров (поверхностной и глубинной, открытой — по тектоническим и литологическим несогласиям и скрытой — через водоупоры) фиксируется почти во всех НГБ независимо от их геоструктурной принадлежности (геосинклиналь, платформа, эпиплатформенный ороген, авлакоген). Она подтверждается повсеместной, постоянной и обязательной пространственной ассоциацией промышленного нефтегазонакопления с минерализованными озерами глубин-

ного питания; восходящими термальными источниками; поверхностными и субмаринными выходами углеводородов и подземных вод; гидрогеохимическими, геобарическими, геотермическими и другими аномалиями переточно-инъекционного генезиса; зонами распространения гидротермальных образований (травертинов, содоносных формаций, вторичных кварцитов и др.); грязевыми вулканами; скоплениями твердых битумов; нефтяными и асфальтовыми озерами; пониженными формами рельефа, эрозионными врезами, долинами современных и палеорек; региональными зонами и отдельными участками развития диапиризма, дизъюнктивной и солянокупольной тектоники, трещиноватости и т. п. (В. А. Кротова, А. М. Овчинников, В. В. Семенович, А. А. Карцев, Е. А. Барс, В. А. Кудряков, А. Е. Гуревич, М. З. Рачинский, А. Леверсен, К. Хабберт, У. Рассел, В. Вер-Вибе и др.).

О сопряженности региональных зон нефтегазонакопления и отдельных месторождений с областями разгрузки геофлюидодинамических систем свидетельствуют и весьма незначительные объемы аккумуляции УВ в ряде бассейнов, хотя и обладающих достаточными нефтегазогенерационным (присутствие, содержание, степень и характер превращения органики, геологическая история региона, температурный режим и пр.) и концентрационным (наличие коллекторов, ловушек, экранов и т. д.) потенциалами, но характеризующихся высокой степенью гидрогеологической закрытости и практическим отсутствием сквозного до земной поверхности вертикально-латерального палео- и современного движения глубинных подземных вод. К их числу можно отнести Англо-Парижский бассейн, бассейны Балтийской и Московской синеклиз, Преддобруджского прогиба, внутренней зоны Прикаспийской впадины. Сырдарьинской депрессии.

Классическими примерами, подтверждающими объективный характер описанной зависимости на конкретном материале, могут служить НГБ альпийских подвижных поясов — Маракаибский, Оринокский, Иравадийско-Андаманский, Венский, Паннонский, Южно-Каспийский, Калифорнии, где формирование месторождений, по мнению большинства исследователей, происходило не ранее миоцен-четвертичного времени.

В Калифорнии (впадины Грейт-Вэлли, Лос-Анджелес, Вентура-Санта-Барбара и др.) промышленная нефтегазоносность, как правило, приурочена к участкам современной разгрузки — соленые озера (Буэна-Виста, Туларе, Боракс, Трак, Лейк Бристол, Солтон-Си, Трона, Дип Спрингс и др.); интенсивные поверхностные и субмаринные нефтегазоводопроявления — район Кост Рэндж, бортовые зоны долины Сан-Хоакин (месторождения Мидуэй, Мак-Китрик, Коалинга, Кеттелмен и др.), участки шельфа Тихого океана (акватория пролива Санта-Барбара); термальные источники — впадины Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Бодега, Сонома-Оринда-Ливермор; скопления асфальта — район Солт Лейк и др.; грязевулканические проявления — районы Ниланд, Серпрайз Вэлли; гидрохимические, гидродинамические, термобарические аномалии — все бассейны. Примечательно, что подавляющее большинство озер всегда пространственно связано с наиболее дислоцированными участками территорий и зонами развития крупных, регионально прослеживаемых нарушений. Преимущественно щелочной облик озерной воды, диспозиция озер и их площадная сопряженность с нефтяными месторождениями [6] отражают здесь, преобладающие в региональном плане, тип и концентрацию пластовых вод кайнозойского разреза. Они могут быть интерпретированы как следствие доминирования глубинного питания указанных водоемов в ходе разгрузки подземной флюидальной системы.

В Оринокском бассейне нефтегазоносность постоянно сопровождается обильными поверхностными выходами нефти, газа и подземных термальных вод; скоплениями битумов — Оринокский битумный пояс с запасами битума 96 млрд т; асфальтовыми озерами — Гуаноко, Пич Лейк, Бермудез; диапиризмом и грязевым вулканизмом — о. Тринидад, провинция Сентрал Аносоатеги (Венесуэла) и др. участками развития дизъюнктивной тектоники (Г. Ренц и др., 1961; Г. Юнг и др., 1959; Г. Крэг, 1923; Д. Миллер и др., 1961). Аналогичная картина имеет место и в Маракаибском бассейне, окаймленном нефтяными и восходящими водяными термальными источниками (Г. Юнг и др., 1959; Д. Миллер и др., 1961).

Иравадийско-Андаманский бассейн характеризуется тем, что зоны нефтегазонакопления располагаются в районах развития грязевого вулканизма — прогиб Минбу (месторождения Енангьяунг, Минбу, Енангьят и др.); местах интенсивных поверхностных проявлений УВ и термальных подземных вод — месторождения Индоу, Сейб, Чаук-Ланива, Минбу, Паланион; областях мощной дизъюнктивной тектоники, диапиризма и т. п. (И. М. Губкин, 1934; А. В. Кучапин, 1953; У. Рассел, 1958 и др.).

В Венском и Паннонском бассейнах наблюдается четкая связь скоплений нефти и газа с участками разгрузки подземных вод — Штайнбергская, Шраттенбергская, Лужицко-Бродская, Годонинская группы термальных источников, Венгерская термальная зона, впадины Банат, Дравы и др.; минерализованные озера — Баконьское поднятие, Бюккский район, Большая Венгерская равнина, Маловенгерская впадина, Преддинарская зона, Северо-Белградский район; поверхностные выходы нефти и газа; термобарические аномалии (Т. Болдижар, 1968, 1975; Э. Вадас, 1964; М. И. Варенцов, 1948; И. В. Высоцкий, 1971; Д. Кертаи, 1959; М. Колесик, 1966 и др.).

Роль дизъюнктивов и зон дренажа геофлюидодинамических систем в образовании и размещении скоплений УВ особенно удобно проследить на материалах Южно-Каспийской впадины (ЮКВ). На Апшеронском полуострове практически все нефтяные и газовые (газоконденсатные) месторождения приурочены к участкам интенсивной современной разгрузки, представленным на поверхности многочисленными солеными озерами глубинного питания (около 200 на площади 2000 км²), восходящими термальными источниками, натеками травертинов, трещинами, заполненными кальцитом, выходами нефти и газа, грязевыми вулканами, некками, кировыми покровами, асфальтовыми озерами и др. Аналогичная картина наблюдается и в других районах ЮКВ, о чем свидетельствует постоянная пространственная сопряженность месторождений с участками грязевулканической деятельности (Нижнекуринская, Джейранкечмесская депрессии, Кобыстан) и зонами мощной субмаринной разгрузки флюидов, проявляющейся в виде выходов в море нефти и газа и подводных извержений грязевых вулканов (Апшеронский и Бакинский архипелаги, Апшероно-Прибалханский порог). Конкретные примеры связи месторождений с зонами поверхностной разгрузки подземных вод приведены в работе [7].

Кроме того, в Южно-Каспийском регионе широко распространен глубинный дренаж подземных вод — межформационные и внутрирезервуарные перетоки флюидов, формирующие различного рода гидрохимические, гидродинамические, термальные, изотопные и прочие аномалии. В наиболее контрастном виде эта модификация разгрузки проявляется в пределах Апшеронской нефтегазоносной области, где, фиксируемая на всех площадях, обращенность гидрохимического профиля продуктивной толщи среднего плиоцена — следствие восходящего движения по тектоническим нарушениям инородных для разреза щелочных глубинных подземных вод [7]. Подобная ситуация отмечается также на восточном борту бассейна в Западной Туркмении (Прибалханский район) и в Нижнекуринской депрессии (западный борт), где вертикальное перемещение вод отчетливо фиксируется гидрохимическими и гидродинамическими аномалиями не только в плиоценовом интервале, но и в грунтовых водах перекрывающего четвертичного комплекса (левобережье р. Куры — Юго-Восточная Ширвань).

Совокупность данных по поверхностным и глубинным водопроявлениям в Южно-Каспийском бассейне, их постоянная приуроченность к наиболее нарушенным, резко дислоцированным структурным формам со всей очевидностью свидетельствуют о преимущественно очаговой разновидности разгрузки подземных вод в мезокайнозойском разрезе региона и ее превалирующей реализации по системе тектонических несогласий, эруптивам грязе-

вых вулканов и т. п. Масштабы подобного дренажа контролируются прежде всего степенью тектонической деформированности структурных элементов [7]. В этом отношении показательны Апшеронская и Прибалханская области, характеризующиеся максимальными в регионе развитием дизъюнктивной тектоники и соответственно объемами разгрузки подземных флюидов [2, 7].

Исследование гидрохимической специфики глубинных и поверхностных водопроявлений в Южно-Каспийской впадине показывает их четкую дифференциацию по ионно-солевому составу и общей минерализации. Глубинная разгрузка осуществляется в основном за счет инъекции в разрез продуктивной толщи генетически чуждых ей маломинерализованных гидрокарбонатнонатриевых вод, сопровождается возникновением щелочных гидрохимических аномалий на общем фоне высокоминерализованных хлоркальциевых вод окружающей геологической среды и в процессе смещения их с фоновыми приводит в ряде случаев к генерации гидротермальных образований (жилы и дайки кальцита, заполненные карбонатами трещины отдельности, вторичная цементация коллекторов в зонах развития дизъюнктивов и др.). Поверхностная разгрузка в зависимости от комплекса геологических условий осуществляется, как правило, двумя путями — в виде излияний, посредством выходящих на поверхность тектонических нарушений восходящих источников, грязевых вулканов глубинных гидрокарбонатнонатриевых вод, что приводит к образованию на поверхности травертиновых отложений, выполненных на 90 % карбонатами (площади Бинагады, Бибиэйбат, Кирмакинская долина, Щубаны, Челекен и др.), и в виде выходов сингенетичных разрезу жестких рассолов, являющихся источником водного питания многочисленных озер, солончаков и т. п.

Результаты проведенных исследований позволяют в первом приближении количественно оценить масштаб разгрузки подземных флюидов на Апшеронском полуострове, баланс эмиграции вод из ловушек и аккумуляции в них УВ. Поскольку начальные геологические запасы их в пределах названной территории составляли примерно 1,6—2 км^3, то логично полагать, что процессы формирования залежей сопровождались оттоком из резервуаров такого же порядка объемов сингенетичных разрезу седиментационных подземных вод. Общее количество вод, заключенных в соленых озерах полуострова, составляет в настоящее время около 0,6 км^3. Разгрузка вод осуществлялась не только в процессе образования поверхностных водоемов (как сохранившихся, так и несохранившихся до настоящего времени), но и посредством большого числа восходящих термальных источников, грязевых вулканов, высачивания подземных вод, сопровождающегося образованием солончаков и шоров и т. п., поэтому эта величина (с учетом потерь на испарение в течение 1 млн. лет, прошедшего с момента формирования залежей) может быть вполне обоснованно завышена в несколько раз, т. е. будет иметь тот же порядок, что и суммарные запасы УВ в продуктивной толще. Таким образом, аккумуляция УВ в структурных ловушках Апшеронского полуострова осуществлялась на фоне интенсивной разгрузки мезокайнозойской геофлюидодинамической системы.

В пределах Южно-Каспийского бассейна комплексом фактических материалов установлены объективно существующие закономерности пространственного размещения скоплений УВ и зон преимущественного нефте- и газонакоплений. Они выражаются в резком возрастании газонасыщенности продуктивной толщи в направлении ее регионального погружения. По мере ослабления тектонической нарушенности и улучшения изоляции залежей от поверхности, в погруженных зонах формируются преимущественно газовые (газоконденсатные) залежи и месторождения, а в наиболее приподнятых и резкодислоцированных — нефтяные [6, 7] строго контролирующиеся и практически определяющиеся условиями дренирования подземных резервуаров. В зонах, участках и районах, где геологическая обстановка способствует интенсивному внедрению в разрез глубинных гидрокарбонатнонатриевых вод и эмиграции на поверхность сингенетичных ему хлоркальциевых рассолов, группируются, как правило, нефтяные месторождения, образующие зоны преимущественно нефтенакопления; в условиях же лимитированных инъекции и эмиграции формируются зоны преимущественного газонакопления [6]. В пределах Южно-Каспийского региона первые пространственно соответствуют внешним бортовым обрамлениям одноименной впадины, наиболее нарушенным дизъюнктивной тектоникой — Апшеронский полуостров, Нижнекуринская впадина, Прибалханская зона поднятий, Апшеронский архипелаг, вторые — депрессионным участкам, менее затронутым тектоническими процессами и грязевулканической деятельностью — южно-апшеронский шельф (погруженная зона Апшеронского архипелага), Гограньдаг-Чикишлярская зона Западной Туркмении, центральная часть Южного Каспия.

Сопряженность промышленной нефтегазоносности с территориями, интервалами и этапами формирования пьезометрических минимумов объективно проявляется в большинстве реальных геологических обстановок. Она не зависит от специфики их общих и нефтегеологических показателей (платформенные и геосинклинальные регионы, типы разрезов и виды коллекторов, условия залегания и морфология резервуаров, ловушек, залежей и месторождений), и определяет единый принцип обязательного подчинения места и времени углеводородоаккумуляционных процессов, формирующих зоны и пояса нефтегазонакопления, пунктам и периодам функционирования механизмов снижения энергетических ресурсов подземной флюидальной среды.

Принцип пространственного соответствия нефтегазоносности региональным и локальным пьезометрическим минимумам является генерализованным выражением существа формирования зон нефтегазонакопления, обусловленного интегральным эффектом проявления большого числа частных определяющих, регулирующих и сопутствующих этому процессу факторов и механизмов.

Соприуроченностью региональных зон и локальных участков нефтегазонакопления и областей разгрузки геофлюидодинамических систем выявляется и проясняется ряд существенных аспектов механизма формирования нефтегазоносности и открываются принципиально новые дополнительные возможности для его объективного познания и прогноза. В частности, очевидно, что аккумуляция УВ в резервуарах и формирование их залежей не происходят в пассивной гидродинамической среде — в обстановке региональных пьезометрических максимумов и практического отсутствия разгрузки. Основным условием концентрации нефти и газа в промышленных скоплениях (разумеется, при соблюдении остальных необходимых и достаточных предпосылок) является наличие активного гидродинамического режима, определяющего возможность освобождения порового и трещинного пространств геологических тел от ранее заполнявших их подземных вод и создания, таким образом, в них объемов, занимаемых мигрирующими нефтью и газом. В этой связи представляется необходимым критически пересмотреть и расширить понятие «ловушка для УВ» с обязательным учетом возможности оттока из резервуара ранее заполнявших его подземных вод.

При прочих равных условиях вероятность формирования залежей и величина их запасов находятся в зависимости от масштабов эмиграции подземных вод из ловушек. Она возрастает по мере оптимизации условий возникновения аккумулирующих поровотрещинных пространств, регулируемых скважностью флюидопроводящей дизъюнктивной тектоники, зон трещиноватости, гидрогеологических «окон» и т. п., обеспечивающих осуществление межформационных и межпластовых вертикально-горизонтальных перетоков флюидов вплоть до их разгрузки на поверхность. Соответственно резервуары, находящиеся в менее благоприятных для оттока подземных вод структурно-тектонических и литологических условиях, обладают меньшими практически реализуемыми аккумуляционными возможностями.

Основными путями разгрузки подземных резервуаров служат чаще всего различного рода нарушения

сплошности пород, роль которых в формировании нефтяных и газовых скоплений представляется определяющей в двух равнозначных аспектах. С одной стороны, названные нарушения выступают как каналы связи нефтегазопродуцирующих зон с участками накопления и обеспечивают транспортирование УВ и сопутствующих им вод в ловушки, а с другой — являются путями эмиграции ранее насыщавших резервуары подземных вод, что определяет возможность поступления в них новых объемов флюидов. Учет этих положений приводит к заключению, что наличие тектонических и (или) литологических несогласий в разрезах является совершенно необходимым атрибутом формирования нефтегазоносности, и в их отсутствие аккумуляция УВ в ловушках в значительных объемах осуществляться не может.

Объективным подтверждением справедливости развиваемых представлений является приуроченность основных запасов УВ к диапазону глубин до 2000—2500 м — порядка 85 % [4] и резкое их снижение, сопровождаемое относительным повышением доли газа в общем балансе, на более глубоких гипсометрических уровнях. Специфичность подобного распределения может быть поставлена в связь только с изменяющимся по вертикальному разрезу характером проявления флюидодинамического режима недр, в частности, с резко отличными на различных глубинах мобильностью, условиями и обстоятельствами разгрузки подземных вод. Верхние интервалы осадочного разреза обладают в отношении дренирования наиболее благоприятными возможностями по сравнению с погруженными на большие глубины пластами. Иначе говоря, эмиграция воды из резервуаров прогрессивно лимитируется с глубиной. Последнее в общем случае ограничивает вероятность наличия на больших глубинах (свыше 4000 м) крупных скоплений нефти и газа.

Приведенные соображения не отрицают перспективы нефтегазоносности больших глубин и необходимость их освоения, но ориентируют выбор направлений и постановку первоочередных поисково-разведочных работ на ряд специфических объектов, интервалов разреза и природных резервуаров, отвечающих рассмотренным выше положениям. В этом плане наибольший интерес могут представлять глубокопогруженные ловушки территорий палео- и современного инверсионного геотектонического режима, характеризующихся интенсивной дизъюнктивной дислоцированностью, развитием грязевого вулканизма, перерывами в осадконакоплении и прочими геологическими обстоятельствами, способствующими (способствовавшими) охвату дренажем значительного диапазона глубин осадочного выполнения; менее перспективными представляются слабонарушенные земли длительного компенсированного иммерсионного развития с локальной складчатостью конседиментационного типа, у которой в пределах резервуаров водообмен существенно затруднен.

Применительно к кокретным районам интервал максимальной концентрации УВ может варьировать по глубине, находясь в четкой функциональной связи с локальными условиями разгрузки подземных вод и аккумуляции нефти и газа. Из изложенного следует, что значительные скопления УВ на глубинах, превышающих 3500—4000 м, представляются или результатом современной крупномасштабной межформационной миграции (эмиграции) подземных вод, осуществляемой в условиях активной гидравлической связи глубокопогруженных нефтегазоносных интервалов с приповерхностными зонами разреза — дневной поверхностью, или палеоразгрузки геофлюидодинамической системы, реализованной на меньших глубинах в предшествовавших современному периодам пребывания залежей на более высоких гипсометрических уровнях.

Анализ закономерностей пространственного размещения нефтегазоносности позволяет констатировать принципиально важный момент — формирование крупных скоплений природных УВ может осуществляться преимущественно в зонах дренажа региональных геофлюидодинамических систем и в гипсометрическом диапазоне разреза до глубин порядка 2000—2500 м, характеризующемся возможностью реализации его палео- или современной гидравлической связи с локальными участками и интервалами разгрузки подземных вод.

Значительный интерес вызывает появившееся в последние годы представление о наличии в разрезах НГБ зоны оптимальных свойств коллекторов, с которой связаны основные промышленные ресурсы, приуроченной к тем же гипсометрическим отметкам [5]. Логическая увязка этих данных позволяет высказать мнение об объективном присутствии в разрезах осадочного чехла большинства регионов четко ограниченного по глубине интервала оптимальных условий нефтегазоаккумуляции. Гипсометрическое положение его границ определяется сверху факторами, обусловливающими сохранность скоплений УВ, а снизу — достаточными условиями для внерезервуарной разгрузки (оттока) подземных вод.

В качестве фактического подтверждения правомерности развиваемых взглядов выступает фиксирующаяся в глобальном масштабе исключительная приуроченность крупнейших зон и поясов нефтегазонакопления к региональным участкам и ареалам влияния мощной современной субмаринной разгрузки природных резервуаров (бассейны Мексиканского залива, Североморский, Калифорнийского шельфа, Маракаибский, Южно-Каспийский, Юго-Восточно-Азиатские и др.) и дренам наиболее крупных речных систем (Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Оринокский, Западно-Канадский, Мидконтинента и другие бассейны). Огромные концентрации УВ в подобных геологических обстановках определяются оптимальным комплексом условий именно в шельфовых (пришельфовых) зонах и зонах гидрографических дрен, обеспечивающим мощный дренаж геофлюидодинамических систем и соответственно эквивалентную в количественном отношении аккумуляцию нефти и газа при наличии остальных достаточных и необходимых факторов.

Выполненный выше анализ устойчивости проявления указанных признаков в нефтегазоносных бассейнах мира, увязанный с генетическими представлениями, позволяет рекомендовать их в качестве критериев при производстве геолого-разведочных работ. Наиболее перспективна зона очагов современной разгрузки — шельфовые и расположенные на суше территории участки развития региональных тектонических нарушений, литологических несогласий, грязевого вулканизма, эрозионных врезов и т. п., а также — зоны межформационных перерывов, палеофункционировавших дизъюнктивов, районы развития древних эрозионных форм и понижений рельефа, палеогидрографической сети и др., характеризующиеся сочетанием геологических условий, обеспечивавших палеодренаж геофлюидодинамических систем.

В рамках рассмотренной схемы аккумуляция УВ в ловушках предполагает относительную кратковременность процесса и его соответствие палео- и неотектоническим явлениям, обусловливающим геологически моментное образование, раскрытие и проводимость дизъюнктивных и трещинных зон, нарушение герметичности покрышек, гидродинамическую активизацию среды и т. п. Последующая смена знака тектонических движений, их масштаба, пространственной фокусировки стрессовых эффектов и значительно большая по сравнению с первым случаем временная протяженность этапа приводят к закрытию флюидопроводящих путей, резкому ограничению гидравлической связи пластовых резервуаров с зонами разгрузки и созданию, таким образом, условий, обеспечивающих консервацию образовавшихся залежей и месторождений на длительный геологический срок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Карцев А. А.* Гидрогеологические условия нефтегазонакопления//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 115—121.
2. *Колодий В. В., Кудельский А. В.* Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин.— Киев: Наук. думка, 1972.
3. *Кротова В. А.* Взаимосвязь гидрогеологических и тектонических факторов и их влияние на формирование и размещение углеводородных скоплений//Тр. ВНИГРИ. Вып. 369. С. 8—17.
4. *Линдтроп Н. Т., Анфилатова Э. А., Дмитриева Е. А.* Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом.— Л.: Недра, 1970.
5. *Минский Н. А.* Формирование нефтеносных пород и миграция нефти.— М.: Недра, 1979.

6. *Рачинский М. З.* Некоторые аспекты формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности//Азерб. нефтяное хозяйство. 1982. № 3. С. 5—12.
7. *Рачинский М. З., Мурадян В. М.* Термобарическая модель формирования и размещения нефтегазоносности в Южно-Каспийской впадине//Проблемы морского бурения. Эксплуатация нефтяных и газовых скважин. Рига, 1983. С. 3—11.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.

УДК 551.241+553.98

© В. М. Ковылин, 1990

Строение и нефтегазоносность Нюрольской впадины

В. М. КОВЫЛИН (ВНИИгеофизика)

Проблема изучения нефтегазоносности низов платформенного чехла Нюрольской впадины (Западная Сибирь) и структур ее обрамления пока во многом не разрешена. Чтобы повысить геологическую эффективность поисковых и разведочных работ, необходимо расшифровать геологическую историю формирования осадочных комплексов, структурных и неструктурных ловушек.

Под низами типичного платформенного чехла понимается толща, заключенная между границами IIа (подошва баженовской свиты) и $Ф_2$ (основание юрских отложений). Кроме того, в области Нюрольской впадины и ее обрамления отмечено наличие в триасовом и верхней части палеозойского разреза осадочных толщ с платформенным обликом. Здесь рисунки сейсмической записи и волновое поле сходны с таковыми для отложений юры. Указанные образования триаса и верхней части палеозоя отнесены также к низам платформенного чехла.

Строение низов платформенного чехла взаимосвязано со структурой промежуточного комплекса (ПК) и консолидированной коры, поэтому рассматриваемый домеловой комплекс включает эти три структурных подразделения (юра, триас, палеозой), где выделяются сейсмические границы МОГТ, КМПВ, ГСЗ [2, 4, 6, 7], а также консолидированную кору, расположенную между кровлей докембрийского основания (граница Ф) и разделом Мохоровичича. По характеру сейсмической записи и строению границ в домеловом комплексе Нюрольской впадины и ее обрамления выделено пять зон.

Первая зона — западное обрамление Нюрольской впадины, к которому относятся Игольское поднятие и Каймысовский свод. Верхняя граница комплекса IIа уверенно прослеживается в разрезе на глубине 2550—2820 м и соответствует подошве низкоскоростных отложений баженовской свиты (рис. 1). Она имеет четкую стратиграфическую привязку и при дальнейшей интерпретации принимается за хроностратиграфический репер. Ниже выделяются сейсмические горизонты, характеризующие тюменскую свиту: граница Iб в большинстве случаев приурочена к кровле ее отложений, а границы $Iа_2$, $Iа_1$, $Iа_0$ и Iа прослежены внутри нее. Сейсмическая граница $Ф_2$ отмечается на глубине 2980—3320 м, сильно дислоцирована (перепады глубин 50—200 м). Рельеф основных границ в разрезе тюменской свиты отражается границей $Ф_2$ и, вероятно, является унаследованным относительно поверхности доюрского основания.

Мощность низов типичного платформенного чехла в рассматриваемой зоне изменяется от 400 до 100 м (рис. 2). Выделяются малоамплитудные (50—200 м) поднятия и прогибы. Сейсмическая граница $Ф_1$, соответствующая кровле палеозойского комплекса, представленного терригенно-карбонатным и карбонатными отложениями, характеризуется граничными скоростями 5—6,9 км/с. Интервал разреза, заключенный между границами $Ф_1$ и $Ф_2$, включает в основном пермо-триасовые отложения. Граница $Ф_1$ прослежена на глубине 3480—4200 м. Мощность пермо-триасовой толщи 300—800 м; в сводовой части Каймысовского поднятия она минимальна (0—300 м). Сейсмическая граница Ф (по индексации НПО «Нефтегеофизика» — КК [7]) отмечается на глубине 6,5—7 км, характеризуется значениями скорости 6,2—7,2 км/с и отражает строение кровли консолидированной коры, которая была подвержена неравномерной тектонической переработке байкальской и последующими складчатостями [7]. Мощность слоя между границами $Ф_1$ и Ф изменяется от 2700 до 3800 м, он соответствует палеозойским образованиям. Граница М (8—8,3 км/с) регистрируется на глубине 36—38 км, она погружается на запад под Каймысовский свод.

Вторая зона — центральная часть Нюрольской впадины. В домеловых образованиях здесь выделяются те же сейсмические границы, что и в первой зоне, но увеличивается их глубина и меняется характер прослеживаемости. Подошва баженовской свиты расположена на глубине 2,7—2,9 км, а юр-

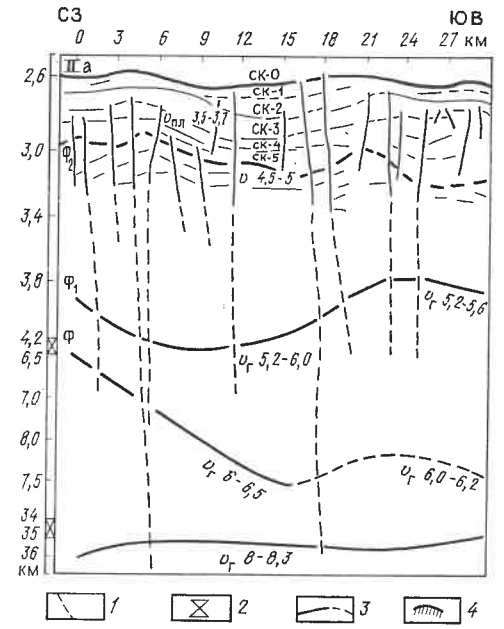


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез домеловых образований в районе Каймысовского свода:

1 — разломы и зоны разрывных нарушений; *2* — смена масштаба на шкале глубин; *3* — границы в домеловых образованиях; *4* — кора выветривания

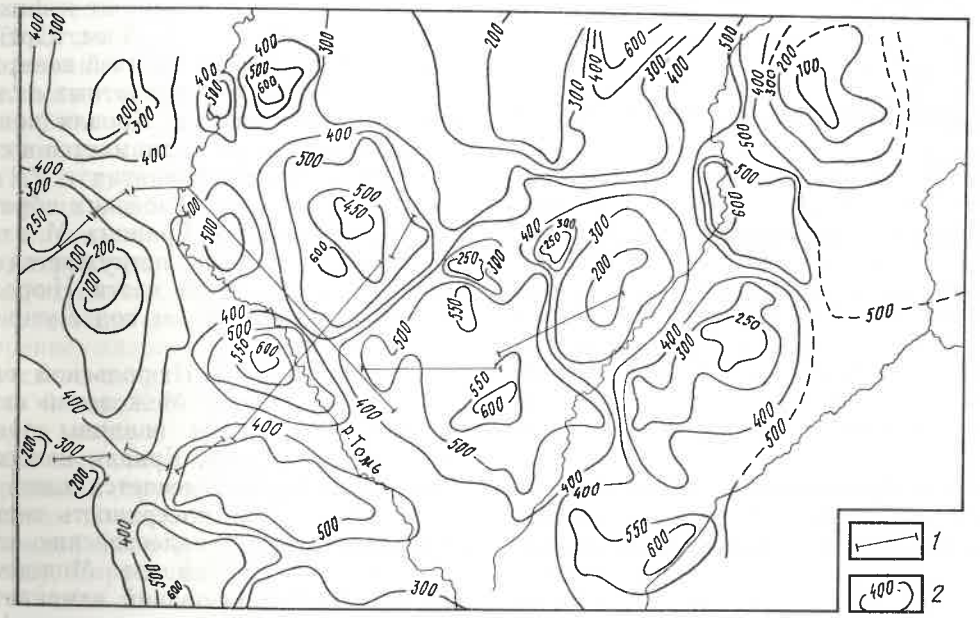


Рис. 2. Схема распределения мощности низов платформенного чехла, заключенного между границами IIа и $Ф_2$:

1 — профили: *а* — через Каймысовский свод, *б* — через Пудинский мегавал; *2* — изопахиты, м

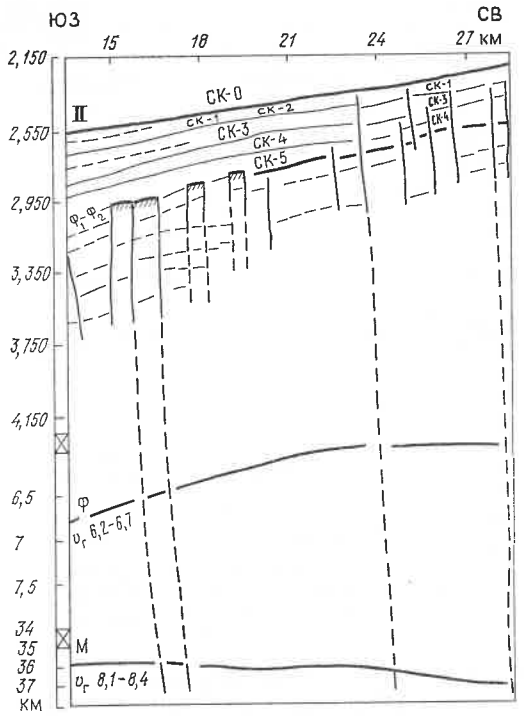


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез домеловых образований западного склона Пудинского мегавала:

усл. обозн. см. рис. 1

ской толщи — 3,1—3,4 км. Поверхность терригенно-карбонатных палеозойских комплексов залегает на 3,8—4,25 км. Мощность пермо-триаса здесь максимальна для всего региона и изменяется от 800 до 1600 м. Кровля докембрийского фундамента (граница Ф) погружается в центральной части впадины на 1000 м относительно ее положения на структурах обрамления. В целом в Нюрольской впадине все сейсмические границы прослеживаются глубже, чем на структурах ее обрамления, а граница М, наоборот, приподнята на 1—3 км; глубина ее залегания изменяется от 34 до 36 км.

Третья зона включает Фестивальный вал, принадлежащий центральной части Нюрольской впадины, где отмечается повышенная мощность консолидированной коры. Подошва баженовской свиты регистрируется на глубине 2,6—2,7 км. Мощность типичного платформенного чехла 400—500 м. Границы Ia_0 и Ia в низах тюменской свиты прослеживаются неуверенно, а в ряде мест — не выделяются. Основание доюрского комплекса фиксируется на глубинах 2,9—3 км. В этой зоне граница $Ф_1$ совпадает с границей $Ф_2$, т. е. юрские отложения лежат на терригенно-карбонатных палеозойских образованиях. Отмечается подъем кровли консолидированной коры относительно ее положения в центральной части Нюрольской впадины. Граница М в данной зоне на 1—2 км прогнута. Консолидированная кора сильно раздроблена глубинными разломами, что наблюдается и в палеозойском комплексе.

Четвертая зона — структуры восточного обрамления Нюрольской впадины — Пудинский и Средневасюганский мегавалы. Подошва баженовской свиты лежит на глубине 2,15—2,7 км. Мощность низов платформенного чехла до основания юрских отложений 200—400 м. Прослеживаемость сейсмических границ в низах тюменской свиты затруднена (рис. 3), на отдельных участках разреза они отсутствуют. Границы $Ф_1$ и $Ф_2$ совпадают и фиксируются на глубинах 2,4—3 км. Юрская толща здесь, как и в третьей зоне, лежит на терригенно-карбонатных палеозойских образованиях. Кровля консолидированной коры поднимается в сторону Лугинецкого поднятия с 7,2 до 6 км. Мощность палеозойских образований 3,6—3,85 км. Граница М относительно равномерно погружается с 35 км в центральной части Нюрольской впадины до 38 км под Лугинецким поднятием.

Пятая зона — юг Нюрольской впадины; она включает Межовский свод, который отделен от впадины зоной глубинного разлома. Кровля консолидированной коры отмечается здесь на глубине 2,5—6 км, поверхность терригенно-карбонатных палеозойских комплексов — на 2,5—3,5 км. Мощность палеозойских образований изменяется от 0 до 2,5 км. Сводовая часть Межовского мегавала — один из немногих участков в регионе, где низы платформенного чехла лежат на кровле консолидированной коры. В стратиграфическом разрезе здесь отсутствуют палеозойские и триасовые отложения. Для низов платформенного чехла, включающего в основном юрские отложения, характерно наличие границ, свойственных для всего региона.

В верхней части палеозойских образований во всем регионе наблюдается сложный характер прослеживаемости сейсмических горизонтов по данным МОГТ. Для отдельных участков восточного обрамления Нюрольской впадины характерно ритмичное субгоризонтальное строение верхнепалеозойского разреза. По рисунку сейсмической записи оно мало отличается от строения юрской толщи, несмотря на различный вещественный состав пород и условия их формирования. В других районах сейсмическая запись для отложений верхнего палеозоя сложная, что обусловлено, по-видимому, их дислоцированностью.

Породы консолидированной коры палеозойского комплекса разбиты зонами глубинных разломов на блоки, которые отражают современный структурный план осадочного чехла. Тектоническое районирование осадочного комплекса в основном соответствует блоковому строению нижележащих комплексов [9].

Сопоставление строения домеловых образований пяти рассматриваемых зон позволяет выявить их основные специфические особенности: характер прослеживания сейсмических горизонтов и их глубина; мощность стратиграфических комплексов и их выклинивание на определенных участках разрезов; структура консолидированной коры, различающаяся по мощности, раздробленности и времени консолидации; строение палеозойского комплекса и его связь со структурой платформенного чехла. Перечисленные особенности, в первую очередь, определяют различные тектонические условия формирования структур региона и в региональном плане относятся к консолидированной коре и палеозойскому комплексу. Структура низов платформенного чехла зон имеет больше сходных характеристик. Платформенный чехол плащеобразно покрывает гетерогенное доюрское основание, сглаживая резкие формы его рельефа и зоны разломов. На площади крупных прогибов регионален он лежит на пермо-триасовых образованиях, в пределах отдельных структур восточного обрамления — на терригенно-карбонатных комплексах палеозоя, а в сводовых частях Межовского и Средневасюганского мегавалов — на докембрийской кровле консолидированной коры. По сейсмическим данным МОГТ в низах платформенного чехла всего региона выделяются в основном одни и те же границы, которые, по-видимому, имеют одинаковые условия формирования.

Рельеф поверхностей, связанных с сейсмическими границами Ф, $Ф_1$, $Ф_2$ и горизонтами в низах платформенного чехла, является унаследованным. Зоны глубинных разломов на поверхностях Ф и $Ф_1$ и их простирание отражают блоковое строение консолидированной коры и палеозойского комплекса. По поверхности $Ф_2$ и границам в юрской толще разломы фиксируются значительно реже. Видимо, условия осадконакопления начиная с триаса обеспечили сглаживание основных форм рельефа и зон разломов. Основываясь на распределении мощностей осадков в палеозое и триасе, нельзя исключить, что начиная со среднего палеозоя уже существовали основные элементы современного структурного плана Нюрольской впадины и ее обрамления. Этот структурный план и обусловил распределение мощностей низов типичного платформенного чехла.

Таким образом, анализируя данные МОГТ, КМПВ, ГСЗ по домеловым образованиям Нюрольской впадины и ее обрамления, можно прийти к выводу, что условия формирования низов платформенного чехла в значительной степени определялись тектоническими процессами в нижележащих комплексах вплоть до границы М. От таких процессов зависит площадное распределение теплового потока, миграция флюидов и других компонентов, обеспечивающих нефтегазовую генерацию и насыщение ловушек в тюменской, васюганской и баженовской свитах.

Рельеф границ М и Ф в Нюрольской впадине и на структурах ее обрамления свидетельствует о наличии вертикальной зональности между блоками земной коры. Приподнятым или опущенным блокам по поверхности М соответствуют такие же блоки по поверхности Ф, но с обратным отображением рельефа, что характерно и для более крупных блоков всей территории Западной Сибири [7]. С позиции формирования Западной Сибири на коре континентального типа следует, что блоки консолидированной коры мини-

мальной мощности соответствуют зонам глубокой тектонической переработки, а повышенной — останцам древних складчатых комплексов, переработанных байкальской и последующими складчатостями [7]. Консолидация блоков коры завершилась на заключительных этапах тектонических циклов. Консолидация зон глубокой тектонической переработки, вероятно, закончилась на рубеже пермь—триас, а останцев древних складчатых комплексов — в конце каледонской и герцинской складчатостей.

Для более детального изучения структуры низов платформенного чехла, основанием которого является граница $Ф_2$, были привлечены элементы сейсмостратиграфической интерпретации. Цикличность в осадконакоплении в общем плане определялась с помощью кривых П. Р. Вейла [11], а также с использованием данных акустического каротажа скважин. Угольные пласты в юрской толще мощностью до 20 м являются индикаторами осадконакопления. Пониженные скорости в этих пластах (2—2,5 км/с) по сравнению с выше и нижележащими толщами (4—4,5 км/с) четко отражают характер изменения условий седиментации. Данные акустического каротажа и по кривым П. Р. Вейла совпадают по цикличности осадконакопления. Хроностратиграфическим репером для выделения сейсмических и стратиграфических комплексов, как отмечалось, выбрана граница IIа — подошва баженовской свиты.

В интервале от геттангского до титонского веков в юрской толще Нюрольской впадины выделяются шесть циклов, отражающих ее образование; продолжительность каждого 7—12 млн лет. От геттангского до раннекелловейского веков осадочный чехол и связанная с ним цикличность формировались в континентальных условиях, а от среднекелловейского до титонского веков происходила трансгрессия моря, что подтверждается палеогеографическими данными [10].

Наиболее вероятно, что сейсмические границы соответствуют ограничениям циклов, т. е. непродолжительному промежутку времени (до 1 млн лет) резкого изменения условий седиментации, разделяющему циклы. Сейсмические границы, выделенные в юрской толще, отражают перерывы осадконакопления, а интервалы толщи, заключенные между этими границами (перерывами), отвечают сейсмическим комплексам (СК), характеризующимся сходными условиями формирования и приблизительно однообразного вещественного состава отложений.

В результате такого анализа выделены следующие сейсмические комплексы: СК-6 — мощностью 50—100 м (геттангский), СК-5 — до 100 м (плинсбахский), СК-4 — 100 м (ааленский), СК-3 — 50—100 м (батский), СК-2 — до 100 м (келловейский), СК-1 — 50—100 м (оксфордский), СК-0 — до 50 м (волжский) [8].

СК-6 и СК-5, выявленные в низах тюменской свиты, формировались в условиях повышенной речной гидродинамической активности. В результате эрозии и денудации поверхностей этих комплексов осадочный материал сносился с приподнятых форм рельефа по руслам рек поступал в прогнутые зоны Нюрольского бассейна и прилегающие к нему желоба — Колтогорский и Усть-Тымский. На поднятиях с относительно высокой амплитудой осадочный материал СК-6 и СК-5 был размыт. Эрозии и денудации была подвержена и верхняя часть доюрского основания, который включает образования пермо-триаса и терригенно-карбонатные комплексы среднего — верхнего палеозоя. Осадки СК-6 и СК-5 представляют собой чередующиеся песчаники с прослоями глин, алевролиты и бурые угли, в которых преобладает рассеянная растительная органика.

СК-4 и СК-3, составляющие среднюю часть тюменской свиты, формировались в обстановке относительно спокойной гидродинамической активности речных систем. Уменьшились эрозия и денудация приподнятых форм рельефа и сократился снос осадочного материала. Вмещающими породами СК-4 и СК-3 были маломощные, чередующиеся прослои песков среди глин с присутствием алевролитов и пластов углей. Породы комплексов содержат рассеянный органический материал растительного происхождения.

СК-2, развитый в верхней части тюменской свиты, формировался в сложных условиях. Происходили и трансгрессия, и регрессия моря с преобладанием наступления его. Увеличились гидродинамическая активность и снос осадочного материала в прогнутые участки поверхностей СК. При бурении в этом комплексе обнаружены глины с прослоями битуминозных разностей.

Породы СК-1 и СК-0 формировались в мелком и нормальном морском водоеме; преобладают битуминозные, гидрослюдистые глины. Помимо растительного рассеянного органического материала в осадках встречается и органика животного происхождения. В рассматриваемых комплексах возможно наличие структурных и неструктурных ловушек.

В пределах склонов обрамления Нюрольской впадины и у их подножия для СК-5 и СК-6 наиболее характерна обломочная (русловая) фациальная зона [1], включающая русловые наносы водотоков прорывного типа и донные отложения распределительных рукавов с баровым типом устьевого удлинения. Отмеченная русловая отмель отличается косой слойчатостью, внизу она крупномасштабная, выше чередуются мелкослоистые пески. В верхней части разреза развиты маломощные прослои и линзы глинисто-алевролитовых пород, наблюдается текстура размыва. Песчаные тела русловых отложений прерывисты и имеют линзовидное сечение. Такие эрозионно-аккумулятивные процессы приводят к образованию речных ловушек.

В пределах Пудинского мегавала и, возможно, других структур обрамления Нюрольской впадины основанием СК-6 и СК-5 в ряде мест являются терригенно-карбонатные палеозойские отложения, где широко развита древняя кора выветривания, которая может быть коллектором для углеводородов. Залежи нефти и газа приурочены к эрозионно-тектоническим выступам (ЭТВ) и кор выветривания. Эти вопросы детально рассмотрены сотрудниками ПГО «Томскнефтегазгеология» (1987—1988 гг.). Отметим, что для месторождений, приуроченных к ЭТВ, характерно наличие двух типов экранов — боковые и верхние. Роль боковых экранов выполняют тектонические нарушения и палеозойские сильно дислоцированные породы, а верхних — глинисто-алевролитовые и угольные пласты СК-6, СК-5, иногда СК-4.

В СК-6, СК-5, а также СК-4 и СК-3 возможно присутствие фации прирусловых валов, образование которых связано с сезонными паводками, когда речной поток выходил из бортов русел. Осадки прирусловых валов могут слагать извилистые шнурковые и треугольные в профиле тела [1]. Прирусловые валы сложены многочисленными выклинивающимися в виде языков и взаимно перекрывающимися линзами песчаного материала, содержащими включения алевролитовых осадков. В хорошо выраженных речных бассейнах выделяется фация поймы, которая представляет собой слабо расчлененную низменную поверхность, где во время паводков отлагаются взвешенные тонкозернистые осадки. Здесь наблюдается частое линзовидно-пластовое переслаивание песчаных и глинисто-алевролитовых наносов. В пределах СК-5, 4, 3 отмечается отстойно-застойная (озерно-болотная) фациальная зона, широко распространенная в низменных субаэральных дельтовых равнинах и характеризующаяся генетическим разнообразием.

В пределах отмеченных фациальных зон формируются типы ловушек баровые, береговых валов, кос, пляжей и др. [3]. В разрезе низов платформенного чехла региона встречаются интрузивные тела, внедрившиеся под воздействием тектонических движений, к которым примыкают песчаные пласты, снизу и сверху ограниченные глинисто-алевролитовыми образованиями. В создавшейся замкнутой емкости возможна аккумуляция углеводородов. В данном случае формируются ловушки фациального замещения в результате структурно-седиментационных процессов.

Таким образом, в низах платформенного чехла Нюрольской впадины и структур ее обрамления образуются фациальные зоны, в пределах которых создаются структурные и неструктурные ловушки, но не каждая из них может содержать нефть или газ. Выявление заполненных ловушек — наиболее сложная и актуальнейшая задача.

На значительной площади региона разделение фациальных зон происходит с помощью маломощных угольных

пластов, глинисто-алевролитовых пр слоев. Как отмечают многие исследо ватели, генезис и свойства нефти и угля совершенно различны. Нефть представляет собой сложную смесь различных углеводородных соедине ний, образовавшихся в основном из ор ганического вещества, которое накап ливалось в седиментационных, чаще всего в морских бассейнах. Жидкие и газообразные углеводороды сравни тельно легко мигрируют по проницае мым породам и собираются в природ ных ловушках, которые могут нахо диться на значительном расстоянии от места генерации углеводородов. Уголь ные пласты формируются главным об разом из наземных и болотных расте ний и остаются на месте своего обра зования, залегая преимущественно в континентальных осадочных породах. Представления об одновременной ге нерации угля и нефти в одинаковых геологических условиях на примере юрской толщи Нюрольской впадины вряд ли может полностью удовлетво рить исследователей. В то же время в юрском разрезе формируются осадоч но-породные тела, которые могут быть ловушками для нефти и газа, а также известны нефтегазовые месторожде ния, имеющие промышленное значе ние. Однако нельзя исключить, что в ловушки юрской толщи нефть и газ с сопровождающими их флюидами по ступали из других толщ, нефтемате ринская основа которых более доказа тельна, чем СК в низах типичного платформенного чехла.

По мнению исследователей Запад ной Сибири [4, 5, 7, 10], продуктив ным нефтегазоносным этажом могут быть палеозойские отложения проме жуточного тектонического комплекса. В пределах Томской, Новосибирской, Омской областей около 400 скважин вскрыли палеозой на небольшую глу бину. На 17 скважинах получены про мышленные притоки нефти и газа. Основываясь на геологических особен ностях формирования палеозойской толщи юго-востока Западной Сибири, нельзя исключить, что объемы нефте газовых залежей здесь значительнее, чем представляются в настоящее вре мя. Нефть и газ из палеозойских об разований могут мигрировать вверх по разрезу в юрскую толщу и заполнять различного типа ловушки. На пути м грации углеводородов встречаются непроницаемые породы, препятствуй щие заполнению ловушек. Такими п родами могут быть глины и аргилл ты, угли, изверженные породы, силы дислоцированные палеозойские обр зования и др. Все же основная мигр ция углеводородов должна осущест ляться по разломам в палеозойско комплексе и осадочном чехле и дал по проницаемым породам до заполн ния ловушек.

В настоящее время в регионально плане выделены разломы в консолид рованной коре и палеозойском ко плексе, определены их основные пр стирания и возможное время их кон лидации. Однако для поисков и ра ведки нефтегазовых месторожден такого регионального изучения разл мов тектоники явно недостаточно. Н обходимо весь материал по геолог и геофизике региона переинтерпрет ровать с целью детального изучен разломной тектоники в земной коре взаимосвязи разломов в консолиди ванной коре и палеозойском компле се с разрывными нарушениями в о дочном чехле.

Статистический анализ распреде ния нефтегазовых месторождений Нюрольской впадине и ее обрамлен показывает, что максимальное чис их в юрских и нижележащих компле сах приходится на Пудинский мегав его склоны и подножие. Строение П динского мегавала и его образова на рубежах юра — триас — поздний средний палеозой имеют некотор особенности по сравнению с други структурами впадины и ее обрамлен По-видимому, эти особенности наи лее оптимальны в формировании сторождений нефти и газа.

Пудинский мегавал относится к танцам древних складчатых компл сов, переработанных в основном б кальской, салаирской и каледонс складчатостями. Консолидация эт блока коры, судя по распределен мощностей стратиграфических к плексов и данным бурения, видимо, вершилась на последних этапах ка донского тектонического цикла. Ве несилурийские, девонские и ниж среднекаменноугольные терриген карбонатные и карбонатные образо

ния, по данным МОГТ, на значитель ой территории мегавала имеют плат орменный облик. Указанные толщи ормировались преимущественно в орских условиях при теплом климате. ти данные не противоречат возмож ости генерации нефти в таких поро ах. В периоды герцинской и ранне иммерийской складчатостей Пудин кий мегавал был расчленен зонами лубинных разломов, но общий его труктурный план остался прежним. азломы могли быть основными кана ами, по которым мигрировали угле одороды из палеозойских образований вышележащие толщи.

На рубеже перми—триаса осадко копление в пределах Пудинского ме вала было минимальным, что под ерждается распределением мощно ей этого стратиграфического ком екса. Мощность пермо-триаса здесь инимальна, а на значительной пло ади он отсутствует. Палеокровлей мной коры (граница Φ_1) здесь были ррригенно-карбонатные образования леозоя, которые непосредственно дстилают юрские отложения. Воз жно, такое строение мегавала обес чивает хорошие условия для мигра и углеводородов и флюидов из па озойских пород в юрские.

В юрской толще в пределах Пудин ого мегавала по данным МОГТ вы яются разрывные нарушения, кото е взаимосвязаны с разломами в па озойском комплексе и консолидиро ной коре (см. рис. 3). По-видимо , они приемлемы для миграции угле одородов с последующим заполнени осадочно-породных тел — структур х и неструктурных ловушек нефти аза.

Таким образом, для повышения эф ктивности поисков и разведки зале і нефти и газа и уменьшения эко ических затрат на бурение при гнозировании геологического раз а необходимо изучать структуру ной коры в целом, разрабатывать нефтегазоносной провинции (рай) структурно-формационные моде коры. Значительное внимание при м следует уделять разломной текто нике, выявлению направлений прости рания разломов, их глубинности, вре мени консолидации. Требуется восста новить палеоусловия формирования блоков земной коры и затем оценить возможности генерации нефти и газа в стратиграфических комплексах. На ряду с выделением ловушек надо ана лизировать возможные пути миграции углеводородов и заполнение ими ловушек. Для изучения осадочных ком плексов необходимо применять сейсмо стратиграфическую интерпретацию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акрамходжаев А. М., Бабадаглы В. А., Джумагулов А. Д.* Геология и методы изучения нефтегазоносности древних дельт.— М.: Недра, 1986.
2. *Вайполин Ю. В.* Геологическая природа доюрских преломляющих горизонтов Западно-Сибирской плиты//Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1984. № 6. С. 126—131.
3. *Габриэлянц Г. А., Пороскун В. И., Сорокин Ю. В.* Методика поисков и разведки залежей нефти и газа.— М.: Недра, 1985.
4. *Гогоненков Г. Н., Михайлов Ю. А.* Сейсмостратиграфические подразделения нефтегазоносных осадочных толщ Западной Сибири//Геология нефти и газа. 1983. № 7.
5. *Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С.* Геологическое строение и нефтегазоносность палеозойских отложений Нюрольского бассейна//Тр. СНИИГГиМС. 1977. Вып. 255. С. 22—31.
6. *Канарейкин Б. А., Богачев С. Ф., Смирнов Л. В.* Структура палеозойских образований Нюрольского прогиба по данным МОГТ и гравиразведки//Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 119—128.
7. *Ковылин В. М.* Блоковое строение Западно-Сибирской плиты и ее нефтегазоносность. Сов. геология. 1985. № 2. С. 77—86.
8. *Ковылин В. М.* Совершенствование сейсмостратиграфии — основа прогнозирования неантиклинальных ловушек нефти и газа// Сб. научных трудов ВНИИгеофизики. 1989. С. 71—79.
9. *Кондрашев В. А., Канарейкин Б. А., Карапузов Н. И.* Геологическое строение доюрских образований Нюрольского осадочного бассейна по данным сейсморазведки// Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск. 1988. С. 40—46.
10. *Контарович А. Э., Нестеров И. И., Салманов Ф. К.* Геология нефти и газа Западной Сибири.— М.: Недра, 1975.
11. *Сейсмическая* стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона.— М.: Мир, 1982.

Принята редколлегией 29 января 1990 г.

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК (553.462+553.495) : 551.3 : 551.242

© В. Н. Тютин,

Значение гипергенных процессов для формирования молибден-урановых месторождений в каледонских геосинклинально-складчатых областях

В. Н. ТЮТИН (МГРИ)

Комплексное освоение рудных месторождений остается первоочередной задачей. В равной степени это касается и месторождений урана, в рудах которых часто присутствуют многие ценные элементы, объединенные с ураном геохимическим родством (редкие земли, скандий, свинец, гафний, цирконий, тантал, ниобий, ванадий, молибден, селен, кадмий и др.). Для некоторых урановых месторождений характерно присутствие золота, серебра и платиноидов.

На протяжении полувека научные исследования в области геологии урана проводились несравненно более интенсивно и углубленно чем изучение ряда других полезных ископаемых. В связи с исключительным разнообразием формационных типов урановых месторождений результаты этих исследований могут быть использованы при прогнозе и поисках месторождений многих других металлов. К тому же вопрос о дальнейшем развитии урановорудной базы остается актуальным, поскольку альтернативного источника энергии в ближайшем будущем не предвидится.

В учении о постмагматических урановых месторождениях несколько десятилетий доминировала гипотеза о глубинных источниках рудного вещества и переносе его восходящими эндогенными растворами. Однако практика показала, что прогноз, опиравшийся на такие представления, оказался недостаточно эффективным. В последние годы все больше исследователей приходит к заключению о полигенном происхождении рудного вещества урановых месторождений самых различных типов и возраста, а некоторыми из них высказывается мнение, что главной конечной причиной формирования промышленно-ценных руд являются гипергенные процессы. К этому же выводу приходит и автор статьи, основывающий свои представления на результатах многолетних исследований гидротермальных урановых месторожде полей, узлов и районов Восточной ропы, Казахстана и Средней Азии.

Изложенные выводы о наиболее роятном механизме формирова гидротермальных урановых руд раются на результаты комплекс изучения преимущественно двух ново-рудных провинций. Провин расположены в пределах каледон геосинклинально-складчатых облас приурочены к криптоэвгеосинклин ным зонам, претерпевшим в отдел частях герцинскую тектоническую тектоно-магматическую активизаци включают в себя месторождения рудных формаций:

молибден-урановую с фосфо цирконием и титаном в последоват но наложенных друг на друга п рудных высокотемпературных з кремний-калиевого, натриевого ме матоза и грейзенизации, а так низкотемпературных зонах альби ции и березитизации, синрудной ар лизации. Месторождения этой фо ции обладают относительно наиб крупными запасами;

молибден-урановую сульфидну предрудных низкотемпературных нах альбитизации, березитизац синрудной аргиллизации. Месторо ния можно отнести к среднемаси ным;

урановую (с молибденом) в з синрудной аргиллизации. Месторо ния отличаются относительно мел масштабами.

Все промышленно-ценные место дения, независимо от их рудно-ф ционной принадлежности, размещ ся в краевых либо ближних пери ческих частях отрицательных ор ных структур в комплексах поро

ого различного состава и генезиса: допалеозойских метаморфических мплексах, включая углеродисто- емнистые и кристаллические сланцы; в ранне-среднепалеозойских собственно-геосинклинальных терригенно-карбонатных отложениях; в средне- зднепалеозойских орогенных терригенных, вулканогенных и интрузивных разованиях кислого, среднего, основного и другого состава. Месторожде- я различных рудных формаций ча- представлены подобными морфогическими типами: трещинно-жильми, штокверковыми, субпластовыми стратиформными») и их комбинаями. Главные формационные отли- я месторождений обусловлены осоностями предрудных («рудоподгоительных») и синрудных («рудоцентрирующих») метасоматических оцессов и связанными с ними осоностями вещественного состава руд х геохимическими спектрами, кото- е в большей мере определяются перной геохимической специализацией ещающего и окружающего геологического субстрата.

С тем, чтобы приблизиться к пониию генезиса промышленно-ценных сторождений, были рассмотрены са- е разносторонние предпосылки их рмирования. Установлена отчетли- связь этапов рудообразования с леоклиматическими режимами [5]: ды гидротермальных месторождений рмировались, за очень редкими исочениями, лишь в условиях переных (семиаридных до семигумидх) переменно-влажных палеоклима- существовавших в позднем кемии, позднем силуре, позднем-раннем боне, в ранней перми, позднем мелу нескольких эпохах кайнозоя. Педы типично гумидных и типично дных климатов остались «безрудми».

Возрастную связь этапов рудогене- с переходными палеоклиматами кно объяснить, в самой сжатой форследующим образом. Периоды тино аридных климатов отличались йним дефицитом атмосферной влапитавшей подземные воды, что о неблагоприятным для выщелачия больших масс урана и сопутющих элементов из горных пород ереноса их на сколько-нибудь значительные расстояния. Периоды типично гумидных палеоклиматов отличались, наоборот, избытком атмосферных осадков, резко преобладавших над испарением. Это определяло интенсивный промывной режим, низкую минерализацию вод, их восстановительный характер (в связи с бурным развитием органики), что обусловливало низкое содержание в них урана и других сопутствующих металлов, недостаточное для их осаждения на большинстве природных геохимических барьеров.

Эпохи переменно-влажных переходных климатов отличались развитием ландшафтов с умеренным, но достаточно глубоким промывным режимом; воды постоянно или периодически обладали окислительными свойствами, имели гидрокарбонатно-натриевый состав, сравнительно высокую минерализацию и pH. Такие воды способны интенсивно выщелачивать из геологического субстрата уран и ряд других элементов (ванадий, молибден, промежуточные и тяжелые лантаноиды и др.). Поэтому именно в такие периоды возникали оптимальные условия для выщелачивания больших масс этих элементов, переноса их в составе поверхностных и подземных вод и последующего осаждения на геохимических барьерах в гидротермальных системах.

Сопоставление этапов рудообразования с палеотектоническими и палеогеографическими режимами показало, что рудогенез проявился лишь в условиях общего воздымания территорий, начавшегося с инверсионного этапа и преобладавшего в рудных провинциях в собственно-орогенный, субплатформенный, платформенный и эпиплатформенный этапы их развития. Оруденение формировалось лишь в периоды дифференцированных блоковых движений, связанных с прото- или дейтероорогенезом, и только в относительно приподнятых геоблоках. При этом руды образовывались лишь на протяжении исторического периода, отличавшегося континентальным режимом, который начал вступать в силу уже в раннеорогенном этапе (в антиклинорных геоблоках) и стал превалирующим на протяжении последующей истории. Конкретные рудные этапы проявились синхронно с периодами существования

расчлененного континентального рельефа.

Формирование руд только в период воздымания территорий и континентального режима их развития связано, по-видимому, с тем, что лишь в таких условиях происходило глубокое химическое выветривание геологического субстрата с перераспределением рудных элементов. Возрастная приуроченность этапов рудообразования к эпохам дифференциальных вертикальных блоковых движений и создания расчлененного рельефа обусловлена увеличением тектонической нарушенности пород, усилением динамики вод, оживлением процессов выщелачивания рудных элементов из геологического субстрата с дальнейшей их фиксацией на геохимических барьерах. В периоды затухания тектонических движений, пенепленизации территорий или развития обширных аккумулятивных ландшафтов формирование оруденения прекращалось.

Вместе с тем необходимо отметить, что хронологические интервалы, благоприятные по палеотектоническим, палеогеографическим либо палеоклиматическим предпосылкам в отдельности для формирования экзогенно-эпигенетического оруденения гораздо шире, чем этапы, в которые образовывалось промышленное оруденение. Однако совмещение колонок, отражающих потенциально-благоприятные для эпигенетического рудообразования периоды по совокупности палеотектонических, палеогеографических (структурно-геоморфологических) и палеоклиматических предпосылок, позволяет выделить гораздо более локальные промежутки времени, четко совпадающие с установленными по радиологическим и геологическим данным этапами рудообразования.

Изучение связи оруденения с орогенным магматизмом привело к следующим выводам [1, 2]. В процессе эволюции магматизма наблюдается последовательное прогрессивное увеличение в кислых породах содержаний урана, молибдена, циркония, редких земель, олова, летучих (бор, фтор) и ряда других элементов. Наибольшие, однако непромышленные, их концентрации установлены в поздних аляскит-лейкократовых гранитах в связи с процессами высокотемпературн кремне-калиевого, натрий-щелочн метасоматоза и грейзенизации. П полагавшаяся ранее прямая генет ская связь промышленного рудоо зования с гранитами маловероятн связи с большим разрывом во врем (десятки миллионов лет) гранитоо зования и формирования промыш но-ценного оруденения; отсутств устойчивой пространственной связи сторождений даже с высококларк ми гранитами; локализацией мн месторождений в терригенных толщ залегающих на размытой поверхн гранитных массивов. Поэтому гра логично рассматривать как один специализированных комплексов, которого уран и сопутствующие менты заимствовались более позд рудообразующими растворами. П тивная роль орогенного вулканизм ключается в формировании специ зированных на металлы компле (липаритовая, липарит-дацитовая мации) и в образовании благопр ных для рудолокализации палеову нических структур, в том числе ральных вулканических построек личавшихся повышенными тектон ской нарушенностью, эффективно ристостью и восстановительной е стью слагающих их пород, а т длительным восходящим потоком становительных поствулканиче возгонов, создававших контрас геохимический барьер на пути ок тельных ураноносных растворов.

Анализ литературных данных п временному вулканизму (Д. Е. Г. А. Уоринг, Е. Д. Грубе и др., позволяет считать, что термал воды вулканических областей и первично-атмосферную природу, н рактеризуются резко восстанови ными свойствами в связи с раст нием глубинных газов (сероводо водород, метан, окись углерода, миак), а кислород в них появл лишь у самой поверхности и атмосферное происхождение. От следует вывод о малой вероят глубинных, тем более магматог рудных гидротерм, поскольку в ных растворах уран может миг вать лишь в высших валентност для этого необходимы кислоро воды. Подтверждением сказанного

т не только отсутствие урановых торождений, синхронных с молодой канической деятельностью, но и отствие повышенных содержаний ура в гидротермальных водах районов одого активного вулканизма.

Анализ пространственного размещения месторождений в различных пагеографических обстановках свидеьствует о том, что в рудные этапы, актерные для рудных провинций целом, оруденение формировалось ль в тех из потенциально благопрых для его локализации геологичех структурах, которые располагаь в данное время в участках облаи денудации, отличавшихся преимуственно среднерасчлененным рельм — «низкие горы» на стадии отнольного выравнивания, холмогорья олмистые возвышенные равнины. областях аккумуляции континеньных и любых других отложений, же как и в пределах сильнорасненных горных сооружений, либо менных равнин и зрелых пенепле оруденение не формировалось. видимому, это связано с тем, что им среднерасчлененного возвышено рельефа для экзогенно-эпигенетикого рудообразования был оптиьным, т. к. он обеспечивал и интенное химическое выветривание, и внительно глубокий дренаж вод, с едующей концентрацией извлеченими из геологического субстрата аллов на достаточно глубоко залецих геохимических барьерах.

Помимо общеизвестных закономерно размещения оруденения в геолоских структурах установлено, что щающие промышленно-ценные меождения металлогенические еди высоких рангов (районы, узлы и), а также многие конкретные меождения приурочены к отрицаным (а не к положительным, как алось ранее) геологическим струкм, максимально (на фоне их окруия) прогибавшимся в периоды, шествовавшие этапам основного мышленного рудообразования. Помому, это свидетельствует о том, такие структуры являлись в пе их образования аккумуляторами олько терригенного и вулканоген материала, но и соподчиненными зианскими бассейнами, в которые вадозными водами привносились ценные элементы, выщелоченные из горных пород в областях их питания. Эти отрицательные структуры возникали в периоды формирования региональных поверхностей выравнивания, фиксированных межформационными структурными несогласиями: венд-раннекембрийским (докаледонским) и постпозднеорогенным каледонским. Основными геологическими процессами при образовании поверхностей выравнивания, как известно, являлись экзогенные.

Следует отметить, что практически все промышленно-ценные концентрации руд имеют достаточно устойчивое положение к палеоповерхностям периодов рудообразования, располагаясь ниже их лишь на сотни метров, иногда до 1—2 км.

Одна из характерных черт локализации оруденения на месторождениях заключается в том, что многие рудные тела резко и тупо выклиниваются по падению на «подпруживающих» их снизу «рудоупорах» (водоупорах), и постепенно — по направлению к поверхности. На наш взгляд, это служит прямым признаком нисходящего движения рудоформирующих растворов и согласуется с нисходящей зональностью рудосопровождающих (синрудных) метасоматических изменений.

В пределах рудных провинций и их составных частей проявились разновозрастные, разнотемпературные и разногенетические процессы метасоматизма, наиболее полно совмещенные в пределах металлоносных участков недр, отличающихся повышенной продуктивностью.

Высокотемпературный метасоматизм (кремне-калиевый, натриевый, грейзенизация) отмечается преимущественно в рудных узлах и полях, вмещающих месторождения первой рудной формации. В связи с ним произошло ощутимое перераспределение, заметный привнос и увеличение доли подвижного урана и сопутствующих элементов с формированием довольно широких ареалов их повышенных концентраций. Однако промышленные месторождения не обнаруживают устойчивой связи с высокотемпературными метасоматитами, хотя и локализуются в ареалах их проявления. Самостоятельных промышленно-ценных урановых объектов

в связи лишь с высокотемпературным метасоматозом не установлено.

Низкотемпературный метасоматизм (низкотемпературная альбитизация, березитизация и аргиллизация) имеет более прямое отношение к формированию промышленных месторождений, хотя относительная роль в рудогенезе различных типов этих метасоматических процессов неодинакова. Низкотемпературная альбитизация (т. н. «эйситизация») наиболее экстенсивно проявилась в пределах рудных узлов и полей, вмещающих крупные и средние месторождения первой рудной формации и менее — на рудных площадях с месторождениями второй рудной формации. Альбитизированные породы обладают повышенной радиоактивностью, хотя сами по себе промышленных месторождений урана не создают. В процессе низкотемпературной альбитизации произошло заметное перераспределение, привнос урана и сопутствующих ему элементов с образованием в отдельных участках забалансового оруденения, представленного фтор-апатитом, уранинитом, ураноторитом, аршиновитом, браннеритом, коффинитом, иногда настураном (с низким кислородным коэффициентом), цирконом, циртолитом, ортитом в ассоциации с альбитом, карбонатом, хлоритом, кварцем, гематитом, анатазом, сфеном, лейкоксеном, пиритом, халькопиритом и др. Почти постоянное наличие гематита в низкотемпературных альбититах, видимо, свидетельствует о присутствии кислорода в «альбитизирующих» растворах. Для геохимического спектра руд характерны цирконий, титан, редкие земли, фосфор, торий, медь и др.

Березитизация связана с экстенсивным процессом кислотного выщелачивания в восстановительных (по железу и урану) условиях, наложена на все описанные выше метасоматиты и предшествует основному промышленному рудообразованию. В связи с ней образовались пирит, сульфиды и сульфоарсениды свинца, цинка, меди и некоторых других элементов (подвижных в восстановительной обстановке) в ассоциации с гидрослюдами, кварцем, халцедоном, карбонатом. Березитизация проявилась на месторождениях первой и второй рудных формаций, ее ареалы уходят далеко за пределы местор дений и часто вписываются в конт рудных узлов и полей. Березитиз ванные породы отличаются повы ной эффективной пористостью и становительной емкостью и являк в связи с этим, благоприятной ср для циркуляции растворов и оса ния урана в результате его восста ления. Нами показано [6], что плекс эпигенетических минералов парагенетические ассоциации, ми логическая зональность в березит рованных породах практически по стью отвечают соответствующим бенностям сиаллитных кор выветр ния, сформировавшихся в усло жаркого гумидного климата. Не ключено образование «березитизи щих» растворов при смешении н дящих поверхностных вод с нагр ми восходящими водами, содерж ми сероводород и другие восста тели. Восстановительная среда в филях сиаллитных кор выветри была обусловлена также бурным витием растительности в период образования.

Аргиллизация наложена на оп ные выше метасоматиты на все сторождениях, в рудных полях лах, где развивается от поверхно выклинивается с глубиной, имее нейно-площадное развитие. В пл ном варианте она проникает до г в десятки, иногда — первые сотн тров, а в линейном (вдоль разл горизонтов проницаемых пород) 800—1000 м и более. Минералог химический профиль аргиллизи ных пород имеет зональное трехчленное) строение и практ аналогичен профилям мезозойс кайнозойских кор выветривания раллитного типа, образовавши условиях переходных (семиари переменно-влажных палеоклимат 6]. Профили молодых ферра кор выветривания и древних и логов — аргиллизитов формиро под влиянием окислительных щелочных и нейтральных вод сферного питания. По мере инфи ции эти воды приобретали бол лочную реакцию и восстановит (по железу, а затем по урану) ства. Для двух верхних зон пло аргиллизации (или для внут

линейной) характерно развитие роокислов железа — гётита, гидро та, гидрогематита (т. н. «покрас ие»), которые постепенно выклини тся в нижних (или внешних — в ли ных структурах) зонах. Уран и со ствующие подвижные элементы либден, некоторые редкие земли р.) из верхних (внутренних) зон енсивно выносятся, а в нижних ешних) — накапливаются. Тяжелые ромежуточные лантаноиды концен руются и на границе гиббситовой олинитовой зон.

етальное изучение многих промыш но-рудных объектов показало, что иллизация явилась основным син ным («рудоконцентрирующим») цессом, мобилизовавшим уран и гие элементы из ранних бедных и еянных концентраций с формиро ем промышленных рудных скопле на геохимических (для урана, в вном, на восстановительном) барь . Основные скопления промыш но-ценных урановых руд локализу я в нижней (внешней) части мета атической колонны аргиллизитов, актеризуются развитием здесь маг ально-железистого карбоната, хло , гидрохлорита, монтмориллонита, езистой гидрослюды, некоторых нанно-слойных минералов (типа рослюда-монтмориллонит, монтмо лонит-хлорит и др.), пирита, мар та и ряда других сульфидов. При урановое оруденение концентри ся в области выклинивания разви щегося от поверхности, нисходя «покраснения» (гидроокислы же в составе верхних зон профиля иллизации). На уровнях забоя, фа и шлифа отчетливо видно, что овкрапленная урановая минерали я занимает вполне определенное жение по отношению к гидрооксиж железа, локализуясь вдоль фрон х развития и отделяясь от них «зо пробега», характерной для ин трационных месторождений типа пластового окисления».

рановая минерализация в промыш о-ценных рудных телах представ двумя ведущими минеральными циациями: «настуран-карбонат- и «настуран-сульфидной» (Н. А. олев, 1967 и др.). Изучение взаи ношений этих ассоциаций в забоях чаще показывает наложение второй ассоциации на первую, хотя имеются отдельные факты обратного взаимоотношения. Настуран-карбонатная ассоциация является всегда наименее распространенной, имеет микропрожилковый, редко жильный характер. Урановые минералы представлены настураном (в основном с низким и неустойчивым кислородным коэффициентом), меньше — коффинитом и браннеритом. Наиболее типична парагенетическая ассоциация урановых минералов с карбонатами (паранкерит, анкерит, доломит, реже кальцит), глинистыми минералами в составе карбонатных прожилков (гидрослюды, диккит, каолинит, гидрохлорит, монтмориллонит) и сульфидами—галенитом, сфалеритом, халькопиритом, бравоитом, пиритом, молибденитом; иногда присутствуют сульфоарсениды никеля и кобальта, гематит, циртолит, апатит, углистое вещество и др. Существенно большее распространение имеет настуран-сульфидная ассоциация, она занимает до 90—95 % объема промышленных руд, имеет тонковкрапленные, реже микро- и тонкопрожилковые формы выделения. Урановая минерализация представлена настураном (с преимущественно низким кислородным коэффициентом), реже коффинитом и уранттитановыми минералами. Характерен парагенезис настурана с пиритом (скелетным, колломорфным, глобулярным), марказитом, а также с иордизитом, фемолитом, молибденитом, галенитом, халькопиритом, смешанно-слойными минералами (хлорит-монтмориллонит, иллит-монтмориллонит), слабожелезистыми гидрослюдами, иллитом, гидрохлоритом, монтмориллонитом, иногда — с тонкорассеянным магнезиально-железистым карбонатом. В этих тонковкрапленных рудах иногда присутствуют ковеллин, халькозин, борнит, селениды свинца, серебра и меди, лейкоксен, антраксолит, гумиты, самородные мышьяк и медь.

Настуран-карбонатное прожилковое и настуран-сульфидное тонковкрапленное оруденение сосредоточены, в целом, в контурах единых рудных зон и тел. Установлены случаи их постепенного взаимоперехода, а также иногда небольшого относительного разобщения в пространстве: настуран-суль-

фидное оруденение начинает отлагаться непосредственно вслед за выклиниванием с глубиной гидроокислов железа, отделяясь от них «зонкой пробега», а настуран-карбонатные прожилки отстоят от фронта выклинивания ореолов гидроокислов железа на несколько десятков метров. Учитывая, что минеральные образования обеих ассоциаций локализуются в единых контурах не только месторождений, но и отдельных рудных тел, а также отмеченные случаи преемственной смены ассоциаций в единой рудовмещающей структуре, часто встречаемое тупое выклинивание не только рудных тел, сложенных минеральными парагенезисами настуран-карбонатной и настуран-сульфидной минеральных ассоциаций, но и сопровождающей их аргиллизации на подпруживающих снизу водоупорах (дайки, тектонические швы с глинкой трения и др.), практическое отсутствие различий в распределении стабильных изотопов (сера, углерод, кислород, свинец) в обоих минеральных типах оруденения, мы склонны считать, что обе ассоциации являются продуктами единонаправленного продолжительного (возможно и прерывистого) рудообразующего процесса и отвечают последовательному изменению условий минералообразования на различных дистанциях движения рудоносного раствора (подобно тому, как это описано для одного из месторождений, локализующегося в вулканической депрессии [7]).

Наиболее реальным рудообразующим процессом, наилучшим образом согласующимся с суммой имеющихся данных, является экзогенно-эпигенетический. Рудоносный раствор формировался, по нашему мнению, в основном за счет кислородных вод атмосферного питания, извлекавших уран в высшей валентности из ранних эндогенных концентраций и пород с повышенным кларком и транспортировавших его в виде уранил-карбонатных и некоторых других комплексных соединений уранила, описанных многими исследователями. Отложение урана происходило в геохимическом барьере, положение которого (величина Eh отложения) в значительной степени регулировалось режимом кислотности — щелочности растворов. Возможные параметры ураноносных растворов (pH, *P*) детально рассмотрены в многочисленных работах Е. М. Шмонина, В. Л. Барсукова и др.).

Здесь необходимо обратить внимание на одно важное обстоятельство. При нисходящем (и любом другом) движении углекислых растворов в ликатным породам, содержание углекислоты постепенно падает в зи с тем, что она вступает в реакции с полевыми шпатами и другими образующими алюмосиликатами разованием глинистых и других ралов, что приводит к повышению и выпадению карбонатов. При сравительно низком (близком к нейтральному) значении pH карбонаты с ла характеризуются хорошей растворимостью, а уран при наличии восстановительного барьера (Eh=0—0,76) будет восстанавливаться влекаться из раствора и осаждаться образованием настуранов. При возрастание щелочности должно мозить выпадение части урана и водить его в область отложения бонатом. А. И. Тугариновым показано, [4], что при значении pH<8 выпадения настурана и карбоната совпадают (карбонат — в растворе, уран — в осадке), а при pH> области выпадения урана и карбоната совмещаются. Таким образом, видимо, объяснить возникновение главных минеральных ассоциаций единого раствора: настуран-сульфидная (бескарбонатная) ассоциация мируется в арьергарде, а настуран-карбонатная — на переднем фланге продвижения.

По данным исследования стабильных изотопов месторождения образовались в результате заимствования рудного вещества из вмещающих окружающих пород; полихлорные полигенные руды образовались в участии двух процессов — ранних эндогенных и поздних гипергенных. догенными процессами связано формирование рассеянных непромышленных скоплений урана, а с гипергенезом в связи с окислительными кислородными водами — кондиционных руд счет мобилизации урана из первичных (осадочных, магматогенных и эндогенных гидротермальных) его концентраций. Установлено относительное оруденения с глубиной, что, можно объяснить длительным, начиная с конца орогенного этапа и по сящее время, последовательным выманием рудовмещающих структур, приведшим к последовательной генерации ранних скоплений урана перемещению его на более глубокие горизонты. С этим, на наш взгляд, связано упомянутое выше устойчивое гипергенное положение основных запасов руд большинства месторождений по отношению к современной дневной поверхности.

Анализ хорошо известных экспериментальных и теоретических работ по миграции урана показывает следующее. В водных растворах в ощутимых количествах присутствуют соединения шестивалентного урана, существующие при высоких Eh, характерные для кислородных и глеевых вод, исключает его перенос в составе гидротерм эндогенного происхождения, дающих резко восстановительными свойствами. Образование промышленно-ценных скоплений урана происходит на восстановительном барьере, обычно нелогичны предположения о гидротерм в восстановительной среде, а восстановительной обстановке, а восстановительных условий, необходимых для осаждения металла, наоборот, в приповерхностной части земной коры — в циркуляции кислородных вод.

Гидрокарбонатные и карбонатные комплексы, в составе которых в основном переносится в гидротермах уран, устойчивы при относительно низких температурах (до 100, 150, 200 °С — по данным различных исследователей), а при дальнейшем повышении температуры они разваливаются. Отсюда однозначно следует, что эти растворы могли были формироваться в области относительно пониженных температур. Сравнительно высокие температуры (выше 100, 200 и даже 300 °С) образования урановой минерализации доказаны лишь для мест отложения урановых минералов, а не для растворов, привносивших уран в участки рудоотложения. Следует учитывать, что в области отложения ураноносной минерализации температура неизменно резко повышалась в связи с окислением сульфидов кислородными водами, разложением алюмосиликатов карбонатными водами, в т. ч. при вероятном участии биохимических процессов, поэтому ураноносные растворы должны были обладать гораздо меньшей нагретостью. Возможный и даже преимущественный перенос урана при температурах ниже 200—100°, вплоть до «комнатной» — установлен многими исследователями (Г. Б. Наумов, Р. П. Рафальский и др.).

Отложение урана из карбонатных комплексов, как подтверждается в многочисленных работах, происходит при удалении из растворов углекислоты в связи с их дегазацией вблизи дневной поверхности. Однако, такая «дегазация» растворов имеет место в природе не только и не столько в связи с понижением давления, но и благодаря связыванию углекислоты в результате ее взаимодействия с алюмосиликатами вмещающих пород (С. Л. Шварцев, 1975). Поэтому дегазация может происходить при любом направлении движения растворов, в том числе и нисходящем.

Выводы. На основании изучения месторождений двух ураново-рудных провинций автор приходит к следующим выводам.

1. Месторождения перечисленных рудно-формационных типов, считавшиеся ранее эндогенными гидротермальными, логичнее считать полигенными. Концентрация в рудах урана и комплекса сопутствующих ценных элементов (молибден, фосфор, ванадий, скандий, иттрий, редкие земли и др.) явилась результатом последовательно эволюционизирующих эндогенных и экзогенных процессов. Эндогенные («рудоподготовительные») процессы привели к образованию рассеянных повышенных концентраций элементов, а наложенные на них «рудоконцентрирующие» гипергенные процессы обусловили промышленноценные скопления урана.

2. Низкая эффективность прогноза подобных месторождений в прошлые годы зачастую была обусловлена тем, что он опирался только на эндогенную гипотезу их происхождения без учета ведущей роли в рудоконцентрации гипергенных факторов. Соответственно не использовались и критерии прогноза экзогенного класса.

3. Прогноз может быть эффективным, если он базируется на геолого-географической основе и учитывает паритетную роль постоянно взаимодействовавших во времени и пространстве эндогенных и экзогенных процессов.

4. Руды многих типов гидротермальных урановых месторождений могут явиться источниками попутных ценных компонентов, в том числе промежуточных и тяжелых редких земель, молибдена, фосфора, а в ряде случаев — золота, серебра, платиноидов и некоторых других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соловьев Н. Н., Тютин В. Н.* История развития палеовулканизма, структурно-морфологические типы вулканических аппаратов и связь с ними оруденения//Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 11. С. 54—61.
2. *Соловьев Н. Н., Тютин В. Н.* Петрографические, геохимические, минералогические особенности пород липаритовой формац оруденение//Изв. вузов. Геология и р ка. 1971, № 7. С. 45—51.
3. *Тарабанько П. И., Тютин В. Н.* Пет фические типы пород формации черн леродисто-кремнистых сланцев и ра на них кор химического выветривани леродистые отложения докембрия и н го палеозоя и их рудоносность. 1978. С. 62—65.
4. *Тугаринов А. И.* Эволюция земной к процессов рудообразования.— М.: 1983.
5. *Тютин В. Н.* О влиянии древних кл на формирование эпигенетических рождений урана//Изв. вузов. Геолог разведка. 1979. № 4. С. 95—101.
6. *Тютин В. Н., Кононов Н. С., Пр цев Ю. С.* О влиянии древнего выве ния на формирование радиоактивны малий//Изв. вузов. Геология и ра 1981. № 6. С. 54—60.
7. *Условия* образования месторожден на в вулканических депрессиях/В. Л. ков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев М.: Атомиздат, 1972.

Принята редколлегией 28 мая

УДК 553.4 : [553.21/.24+549] (571.56)

© Ю. С. Ляховкин, Б. И. Благонадежд

Онтогенический анализ рудных узлов*

Ю. С. ЛЯХОВКИН,
Б. И. БЛАГОНАДЕЖДИН (Воронежский государственный университет)

Решению главной задачи топоминералогии — установлению связи пространственных и временных закономерностей продуктивного минералообразования с геологической историей района — способствуют площадные минералогические исследования [10]. В настоящее время такие работы проводятся, как правило, на локальных объектах (месторождениях). Региональная минералогия в основном сводится к кадастрово-описательной части, что создает определенные сложности: во-первых, неправомерность прямого переноса минералогических критериев рудоносности, установленных для локального объекта, на объекты более высокого ранга — рудные узлы, районы [2], во-вторых, конвергентность вещественных признаков при определении рудноформационной принадлежности слабо изученных рудопроявлений [1].

Таким образом, корректный логенический анализ рудных р и узлов прямо зависит от полно минералогического изучения. Но мендуемый для этой цели метод ралогического картирования т больших затрат времени, средст влечения высококвалифициров специалистов, что значительно ляет внедрение топоминералоги исследований в практику геол исковых работ [9, 10 и др.]. Пр существенно облегчается, если о чить задачу топоминералогии струкцией минералогических с лишь рудного этапа в пределах дуемого топоса (рудного узла на). Минералогическое картир заменяется отработкой опорных ков, выбранных с учетом раз зия ранее установленной рудно рализации и геологических усло кализации оруденения. Получен них минералогическая инфо после соответствующей обр трансформируется в пространс

менную модель основных минерало- азующих событий рудного узла или она, что теоретически основано на дставлении о рудном узле как це- тной топоминералогической систе- главные свойства которой — зо- льность и эволюционная направлен- ть минералообразования — могут ть определены по ограниченному лу локальных объектов, принадле- щих к данной системе.

Методические особенности топомине- логических исследований подобного а рассмотрены на примере золото- ного района Северо-Востока СССР, положенного в центральной части отско-Чукотского вулканогенного са (ОЧВП), на границе двух гео- ков — внешней и внутренней зон ВП. Внешняя зона с многочислен- ми проявлениями золото-серебря- , полиметаллической и редкоме- льной минерализации отличается ышенной мощностью «гранитного» я земной коры, значительным раз- ием гранитоидного магматизма.

Исследованная южная часть района дставляет собой грабенообразный гиб, заполненный меловыми вулка- ами мощностью до 3 км. Поперечн структура горстового типа разде- т прогиб на две изолированные вул- о-тектонические депрессии (ВТД), орые, в свою очередь, дифференци- аны на более мелкие структуры — ола, кальдеры, грабены. Последо- льность накопления вулканитов тветствует схеме, предложенной Г. Филимоновой для субаэральных каногенных поясов Тихоокеанского льца [7]. Нижний структурно-веще- нный комплекс (альб—сеноман) — каногенно-осадочная толща с рез- преобладанием эффузивов средне- состава, средний (сенон) — туфо- имбритовый дацит-риодацитовый с чиненной ролью лав андезитоба- льтов и андезитов, верхний (дат— еоцен?) имеет контрастный рио- базальтовый состав и повышенную лочность. Стратифицированные об- ования каждого комплекса совме- о с комагматичными субвулканиче- ми и гипабиссальными интрузиями азуют вулкано-плутонические ассо- ции (ВПА). Наиболее распростра- ы интрузии гранит-гранодиоритово- состава. Слабо дислоцированные вулканогенные толщи с резким угловым несогласием залегают на складчатом основании, представленном терригенной флишоидной формацией верхнего триаса—юры. Породы фундамента широко развиты в пределах поперечного «горста» и краевых частей вышеупомянутых ВТД.

В размещении оруденения проявлены элементы зональности, выраженные в преимущественной локализации золото-серебряных руд в вулканитах среднего комплекса, золото-полиметаллических — в нижнем вулканогенном комплексе, серебро-полиметаллических и оловянных — в породах фундамента. Наиболее интересные золото-серебряные объекты сосредоточены в западной вулкано-тектонической депрессии (ВТД-I), образуя в плане почти замкнутое кольцо, соответствующее тектонически ослабленной зоне по периферии крупной кальдеры (В. В. Ярмолюк, 1973). Оруденение ассоциирует с субвулканическими телами риолитового состава. Золото-серебряная рудная зона окаймлена серебро-полиметаллической на значительном протяжении. Кальдера внутренней части рудоносной структуры, в которой преобладают вулканиты верхнего комплекса, отличается лишь малоконтрастными геохимическими ореолами золота, серебра, ртути.

Для восточной вулкано-тектонической депрессии (ВТД-II) характерны линейная форма рудных зон, независимость размещения золоторудных проявлений от зональной структуры вулканогенного чехла, совмещение разнотипного оруденения в пределах отдельных рудных полей. Рудные зоны обычно трассируются поясами даек «пестрого» состава, трещинными интрузиями гранитоидов повышенной щелочности и основности, становление которых связано с поздним этапом вулкано-плутонической деятельности района. В целом ВТД-II присущи мелкоблоковое строение, отсутствие единого центра эндогенной активности.

Эти отличия ВТД-I и ВТД-II позволяют рассматривать их в качестве самостоятельных рудных узлов. Исследования И. Н. Котляра показали, что различная золото-серебряная рудоносность указанных структур хорошо коррелируется с особенностями их магма-

* На примере золоторудного района Северо-Востока СССР.

тической эволюции: более рудоносная ВТД-I характеризуется высокой степенью дифференциации продуктов магматизма (завершенные ряды вулканоплутонической ассоциации), явным преобладанием андезитовых формаций над салическими, высокой флюидоносностью андезитовых магм, антидромным типом эволюции гранитоидов позднего этапа и др. [4]. Таким образом, геологические данные свидетельствуют об индивидуальности развития ВТД-I и ВТД-II. В то же время на «рудноминералогическом» уровне эта дифференциация не была зафиксирована [6, 8]. Основные результаты ранее проведенных минералого-геохимических исследований золоторудных проявлений района сводятся к следующему.

1. Все наиболее интересные объекты принадлежат золото-серебряной рудной формации. Для руд характерны метаколлоидные структуры и текстуры, малая сульфидность, низкопробное золото, ассоциирующее с сульфидами, сульфосолями (резко преобладают сульфоантимониты), жильные минералы — кварц, адуляр, карбонаты, гидрослюды. Отношение Ag/Au — от 10 до 400 и более.

2. Большинство объектов относится к одному из трех минеральных типов: золото-аргентитовому, золото-галенит-сфалеритовому, золото-сульфоантимонитовому; последний наиболее перспективен. В то же время неясна позиция Главного месторождения, сочетающего признаки всех трех типов.

3. Рудообразование протекало на фоне длительного процесса гидротермального метаморфизма вмещающих пород. Метасоматиты относятся к пропилит-аргиллизит-вторичнокварцитовому ряду. Промышленное оруденение приурочено к зонам развития адуляр-гидрослюдисто-кварцевых, адуляр-кварцевых метасоматитов. Для слабо эродированных месторождений характерны в надрудной части гидротермальные аргиллиты (вторичные кварциты) каолинит-кварцевого, кварц-алунитового, каолинитового составов, обычно образующие пластообразные залежи. Иногда они содержат рассеянную киноварную минерализацию.

4. Установлена типовая геохимическая зональность: подрудные и нижне-

рудные горизонты — Mo, Sn, Cu; с
нерудные — Au, Ag, Pb, Zn; верхне
ные — Ag, Sb; надрудные — Hg.
эталон геохимической зональн
принято Главное месторождение.

5. Выявлены минералогические
терии перспективности оруде
а) многостадийность рудообразова
пространственная совмещенность
скольких продуктивных минерал
ассоциаций; б) адуляр-кварцевы
адуляр-карбонат-кварцевый со
жил, разнообразие их структурно
стурных рисунков; в) присутс
сульфоантимонитов и селенидов се
ра, а в жильном субстрате — хлор
смешанослойных фаз типа коррен
г) адуляризация, гидрослюдизация
ритизация вмещающих пород; д)
личие каолинит-кварцевых надру
«шляп». Однако все они являются
повыми для большинства золот
ребряных месторождений вулкан
ных поясов и слабо коррелируют
масштабами объектов [3].

Таким образом, наиболее слабое
но при металлогеническом ана
рудных районов — взаимосвязи пр
сов магматизма и рудообразован
каждом из анализируемых рай
(узлов). Успехи генетической ми
логии прямо связаны с переход
изучению минералов как реал
кристаллов с индивидуальной исто
зарождения, роста, метаморфизма
торая восстанавливается с исполь
нием онтогенического метода. П
мерно ожидать качественные сдв
при анализе с онтогенических поз
сложных минералогических топ
каковыми являются реальные ру
узлы.

В нашем случае ВТД-I и ВТ
обладают высокой степенью схо
вещественного состава продуктов
матизма, сопряженного метасом
ма и рудообразования, одина
геотектонической позицией, едино
зием тектонической структуры,
ранговостью (рудные узлы). Сле
тельно, в систематике рудных
они должны относиться к одному
(виду). В то же время тектониче
и петрологическими исследова
доказана их индивидуальность [4
этому ВТД-I и ВТД-II можно пре
вить как рудногеологические инд
одного вида и установить минера

кую историю каждого из них, при
нив онтогенический подход.
С этой целью в пределах ВТД-I и
Д-II исследовано 35 опорных участ
, общая площадь которых состави
около 4 % площади обоих узлов.
левые работы включали маршруты
ешифрированием аэрофотоснимков,
кументацию канав, отбор минерало
ческих и геохимических проб из руд
метасоматитов. В камеральный пе
од основной упор был сделан на пе
графические (около 1000 шлифов)
минераграфические (более 600 ан
шифов) исследования. Также прово
лись минералогическое изучение ис
ственных шлихов, спектральный,
ттеноструктурный, химический ана
руд, пород и минералов, исполь
зались прецизионные методы иссле
вания вещества (лазерный, элек
нно-микроскопический, электронно
довый).
Микроскопические исследования ре
ли главную задачу — определение
цей рудноминералогической струк
ы рудного узла путем построения
изонтальных (фациальных) и вер
альных (возрастных) рядов одно
дийных минеральных комплексов
К). Это осуществлялось в несколь
этапов: 1) выделение минеральных
агенезисов (МП) в каждом образ
(точка топоминералогической систе
); 2) выделение минеральных ассо
аций (МА), их возрастных соотно
ний по группе образцов, характери
ющей конкретное рудное тело;
корреляция схем минералообразо
ния по группе тел с определением
ойчивых минеральных ассоциаций
МА), присущих конкретному рудно
полю (опорный участок); 4) кор
яция схем минералообразования по
ппе проявлений сначала каждой
ной зоны, затем всего рудного узла
становлением характерных МК, со
женности их с метасоматитами,
растной привязкой к магматиче
м, стратиграфическим, метаморфи
ким комплексам исследуемого руд
го узла.
Основной структурный элемент то
системы — одностадийный МК. Под
м понимается совокупность УМА,
занных общностью состава, одно
ной (стандартной) последователь
тью кристаллизации, обусловлен

ной направленным монотонным изменением генеральных свойств минералообразующей среды (например, кислотность — щелочность гидротермальных растворов). Формирование МК может быть прерывистым вследствие интраминерализационных подвижек, но последние имеют локальный характер и не влияют на общую монотонность эволюции минералообразования.

Одной из причин скачкообразных изменений свойств гидротермальных растворов является резкое снижение давления, что часто обусловлено массовым трещинообразованием на значительных пространствах рудоносной структуры. Поэтому одностадийные МК, как правило, разделены довольно длительными перерывами, фиксирующимися дроблением, брекчированием рудных тел, интенсивным развитием в них структур замещения из-за поступления растворов с «новыми» свойствами. Эти же растворы в благоприятных условиях формируют метасоматиты качественно иного состава.

Распространение процесса тектонической деструкции на обширную площадь обусловлено серьезными геодинамическими причинами: интрудированием магм, обрушением отдельных тектонических блоков, оживлением глубинных разломов и т. д., что непосредственно сказывается на осадконакоплении, магматической деятельности, метаморфизме. Поэтому появляется реальная возможность возрастной привязки МК к масштабным геологическим событиям.

Правильному выделению МК способствует использование принципа повторяемости эволюции минерального вещества на разных уровнях его организации, который минералоги отождествляют с биогенетическим законом Геккеля—Мюллера: «Онтогенез есть краткое повторение филогенеза».

Вследствие цикличности тектонических процессов неизбежно образуются МК близкого состава. Для их расчленения, помимо геологических данных, использовались минералы-индикаторы (сульфосоли, теллуриды, селениды), а также различные типоморфные свойства «сквозных» минералов (кварца, адуляра, карбонатов, слюд, хлоритов, пирита, сфалерита). Проверка выявленной таким путем рудноминералоги-

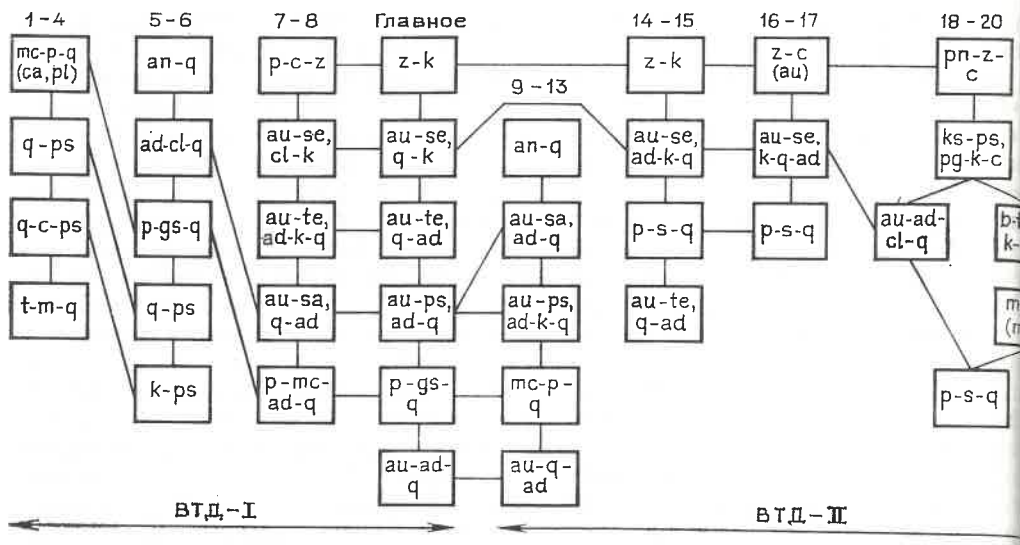


Рис. 1. Схема корреляции минеральных комплексов ВТД-I и ВТД-II для постальбского периода рудогенеза:

ad — адуляр, an — антимонит, au — золото, b — висмут, gs — гидрослюда, ca — кальцит, k — карбонаты, ks — касситерит, mc — марказит, mo — молибденит, m — мусковит, p — пирит, pn — пирротин, pg — гиоклаз, ps — полисульфиды, f — полевой шпат серицит, sa — сульфоантимониты, se — селенид теллуриды, t — турмалин, cl — халцедон, z — це pl — флюорит, c — хлорит; цифры над колонк условные номера изученных рудопроявлений

ческой зональности ВТД-I и ВТД-II осуществлена факторным анализом геохимических данных по золото-серебряным и полиметаллическим рудам.

Основные результаты топоминералогических исследований рудных узлов ВТД-I и ВТД-II следующие.

1. При общем качественном составе руд обеих рудоносных структур (свыше 80 минеральных видов) в золото-серебряных и полиметаллических рудах ВТД-I значительно чаще встречаются минералы сурьмы; только в ВТД-I установлены самостоятельные проявления антимонит-киноварной минерализации. В рудах ВТД-II более широко распространены минералы висмута и теллура; здесь же известны слабо изученные золото-редкометалльные рудопроявления.

Для золото-серебряных проявлений ВТД-I намечается более тесная связь селенидов с сульфоантимонитами, а в ВТД-II — селенидов с теллуридами. Основная ценность руд связана с интерметаллидами золота и серебра. Подмечена тенденция предпочтительного развития в рудах ВТД-I электрума и самородного серебра при резком преобладании электрума; в рудах ВТД-II наиболее распространены кюстелит и особенно самородное серебро.

Золото-серебряным рудам В присущи примеси «низкотемпера ных» минералов — гидрослюды, ка нита, диккита, изредка алунита. В дах ВТД-II заметно повышена «среднетемпературных» минералов рицит, мусковит, эпидот) при одн менном развитии «низкотемпера ных» халцедона, монтмориллон смешанослойных алюмосилик Итак, уже при простом сравн устанавливается своеобразие ру минерализаций ВТД-I и ВТД-II, в женное в основном в количестве соотношениях рудообразующих м ралов.

2. Отмеченное своеобразие — ре тат сложной длительной эволю этих рудоносных структур. Эволюц ные закономерности минералообр вания выявляются уже при ана рудноминералогических колонок, ставленных по опорным учас (рис. 1). В пределах ВТД-I о временная последовательность ру разования отвечает классической ме прямой эндогенной рудной зо ности: оловорудные — полиметал ские — серебро-полиметаллическ золото-серебряные — сурьмяные и но-сурьмяные проявления. Дан ряду соответствует направленная

околорудных метасоматитов: грей ноиды — пропилитоиды кварц-хлори вого и серицит-хлоритового состава ипоморфны 14-ангстремовые магне альные хлориты) — березиты (доми рует мусковит 1М) — адуляр-гидро юдистые аргиллизиты — каолинито е аргиллизиты. Рудная стадийность ражена отчетливо. Одностадийные К, как правило, обособлены в про ранстве. Таким образом, эволюция ТД-I способствовала глубокой диф ренциации рудного вещества во вре ни и пространстве, что оказало пер степенное влияние на упорядоченное ональное) размещение разнотипного уденения. «Упорядоченность» руд разования свойственна как рудному лу ВТД-I, так и отдельным его руктурным элементам.

Рудообразование в ВТД-II носит яр выраженный «аномальный» харак р с телескопированием разнотемпе турных минеральных парагенезисов. зрастные соотношения золото-серебр ных и полиметаллических руд обрат е (рудопроявления 18—20, см. рис. 1). удная стадийность выражена плохо, знотипные оруденения и сопряжен е с ними метасоматиты подчас со щены в пределах одного рудного ля. Золото-серебряное оруденение, роятно, сформировано в две стадии: нюю — теллуридную и позднюю — ленидную, разделенные подстадией разования пирит-серицит-кварцевого К. Однако последний имеет скользя е возрастные границы: в одних про лениях он предшествует кристалли ции гессита, в других — накладыва ся на гессит-сульфидно-адуляровую социацию, в третьих — вмещает аду ровые жилы с селенидной минера зацией и «одновременно» развивает по ним в качестве адуляр-гидрослю сто-кварцевого замещающего ком екса. Эти данные указывают на сла ю дифференциацию рудного веще ва и практически одновременное об зование золото-серебряных руд тел ридного и селенидного минеральных пов.

3. Для расшифровки латеральной дноминералогической зональности ТД-I большое значение имеет пирит рицит (гидрослюдисто)-кварцевый К, характеризующийся широким спространением, морфологической обособленностью в виде трубообразных тел эксплозивно-гидротермальных брекчий, метасоматических залежей, жил замещения, реже выполнения, устойчивой ассоциацией халцедоновидного кварца с марказит-пиритовыми (±арсенопирит) агрегатами зонального строения. С ним генетически связано формирование околотрещинных гидрослюдистых аргиллизитов и серицит-кварцевых метасоматитов, а также мелких проявлений серноколчеданных руд. Комплекс геологически «привязан» к экструзивно-субвулканическим постройкам риолитового состава предкальдерной стадии развития района (сеноман-сенон).

Таким образом, пирит-гидрослюдисто(серицит)-кварцевому МК придается роль маркирующего «горизонта». Выявлена еще одна особенность рудной зональности ВТД-I: частичная синхронизация полиметаллического и золото-серебряного оруденения (рис. 1, 2), в результате чего возникают следующие латеральные ряды МК: золото-кварц-адуляровый с полисульфидами — березит-полисульфидный серебро-полиметаллический и (золото-полисульфидный + золото-сульфоантимонитовый) — полисульфидно-кварцевый с золотом. Что касается ВТД-II, то латеральные ряды МК здесь так же нестабильны, как и вертикальные. Возрастная корреляция руд намечается в самых общих чертах и не на уровне одностадийных МК, а на уровне минеральных ассоциаций.

4. Реконструкция пространственно-временной эволюции рудообразования позволила достаточно надежно выделить восемь рудных стадий, каждая из которых представлена одним латеральным рядом МК: 1) оловорудная, 2) золото-серебро-полиметаллическая, 3) серноколчеданная, 4) золото-серебро-сурьмяная, 5) ртутно-сурьмяная, 6) золото-серебро-редкометалльная, 7) олово-серебряная золотоносная, 8) цеолитовая слабо золотоносная. В период между пятой и шестой стадиями район претерпел коренную перестройку, связанную с извержением огромных масс кислых вулканитов, кальдерообразованием с последующим развитием слабо дифференцированной базальт-риолитовой формации в структурах обрушения. Этот период не толь-

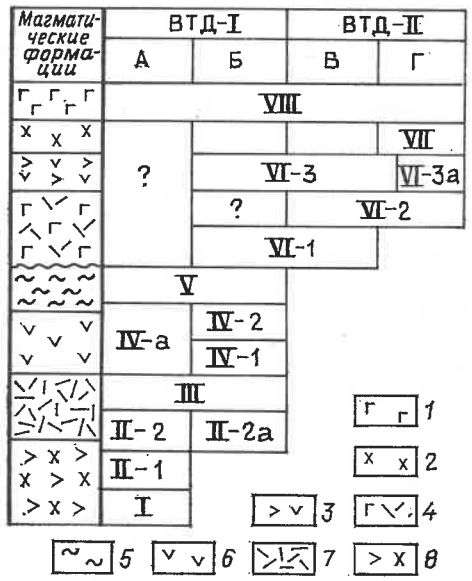


Рис. 2. Принципиальная схема рудноминералогической зональности юго-западного сегмента золотоносного района ОЧВП:

А — внешний рудный концентр; Б — внутренний рудный концентр; В — западная рудная зона; Г — восточная рудная зона; минеральные комплексы: I — хлорит-мусковит-кварцевый оловоносный, II-1 — кварц-хлорит-полиметаллический, II-2 — березит-полисульфидный серебро-полиметаллический. II-2а — золото-кварц-адуляровый убогосульфидный, III — марказит-пирит-гидрослюдисто-серицит-кварцевый (межпродуктивный), IV-а — полисульфидно-кварцевый с золотом, IV-1 — золото-полисульфидный, IV-2 — золото-сульфоантимонитовый с селенидами, V — киноварь-антимонитовый каолинит-кварцевый, VI-1 — золото-теллуридный карбонат-кварц-адуляровый, VI-2 — пирит-серицит-кварцевый (межпродуктивный), VI-3 — золото-селенидный адуляр-карбонат-халцедон-кварцевый, VI-3а — висмут-теллуридный с золотом, VII — касситерит-сульфидный плагиоклаз-карбонат-хлоритовый, VIII — эпидот-хлорит-полевошпат-халцедон-цеолитовый ксенотермальный (пострудный); *1* — штоки, дайки долеритов; *2* — монцонит-лейкогранитовая формация; *3* — «залежи» автомагматических брекчий дацит-андезитового состава; *4* — базальт-риолитовая формация (верхний ярус); *5* — стратиформные залежи гидротермальных аргиллитов; *6* — предположительно субвулканические тела андезитоидов улынского комплекса; *7* — «штоки» и «дайки» гидротермально-эксплозивных брекчий риолитового состава; *8* — дацит-гранодиоритовая вулкано-плутоническая ассоциация (средний ярус)

ко временно прервал рудогенез, после него полностью изменился общий ход рудного процесса: «упорядоченное» рудообразование сменилось «неупорядоченным».

Основанием для разделения золото-серебряного оруденения района на два этапа (до- и послекальдерный) служат следующие геологические данные. Доказано, что надрудные гидротермальные аргиллиты каолинит-кварцевого состава являются не метасоматитами, а гидротермально-осадочными образованиями, которые перекрываются кристаллоигнимбритами базальт-риолитовой формации с явными признаками эрупции и контактового воздейств на аргиллиты. На одном из рудопро лений гидротермальные аргилли вмещают гематит-каолинит-кварцев прожилки с сульфидами и сульфо тимонитами серебра, представляющ собой приповерхностную фацию зо то-серебряных руд сульфоантимони вого минерального типа (четвер рудная стадия). На другом прояв нии гидротермальные аргиллиты держат рассеянную реальгар-киноварную минерализацию, близкую по ус виям образования киноварь-опалит вой формации современных вулкани ских областей (пятая рудная стади Оба рудопроявления расположены в ВТД-I.

Посткальдерный возраст золото-ленидно-теллуридного МК (шес рудная стадия) устанавливается прорыванию жилами этого компле кристаллоигнимбритов базальт-рио товой формации на двух рудопроявл ниях в пределах ВТД-II. Именно данном узле золото-селенидно-тел ридный комплекс получил основ развитие. На площади ВТД-I зол теллуридная минерализация шес рудной стадии уверенно выделена двух золото-серебряных рудных о ектах: месторождение Главное и ру проявление № 7 (см. рис. 1). Та образом, отдельные месторожде ВТД-I в посткальдерную стадию ис тали реювенацию.

Подытоживая все сказанное об люционных особенностях рудообра вания ВТД-I и ВТД-II, можно с нить последние с двумя гигантск кристаллами: ВТД-I — «кристалл» нально-симметричного строения, об зованный в условиях относите медленного слоевого роста и при ретший на поздних стадиях частич разупорядоченность вследствие рез изменений условий кристаллиза ВТД-II — «кристалл» секториальн с мозаично-блоковой внутренней стр туро́й, образованный путем быстр роста из пересыщенной среды в не бильных физико-химических услов Такое сравнение не столь абсур если учесть, что и кристалл в про се роста, и рудный узел (как инди дуальная топоминералогическая си ма) при своем развитии подчиня универсальному принципу симмет

принцип Кюри): сохраняются лишь те бственные элементы симметрии объ та, которые совпадают с соответ вующими элементами среды.

Главный итог «спокойного» рудоге за в пределах ВТД-I — полные диф еренцированные ряды МК; в неста льных условиях позднего вулкано нно-плутоногенного этапа в пределах ТД-II образовались слабо дифферен рованные неупорядоченные ряды К близкого состава. Неустойчивость изико-химических условий среды осткальдерного рудообразования вы ляется на всех уровнях организации инерального вещества; значительное звитие в рудах структур замещения, рекристаллизации, регенерации; па генезисы разнотемпературных мине лов; политипия; структурная неупо доченность кристаллической решет полевых шпатов, слоистых силика в; микроморфологические особенно и ростовых скульптур индивидов арца; аномальные содержания изо рфных примесей в отдельных руд х минералах и др.

На основании полученных резуль тов можно сделать следующие вы ды.

1. Вертикальные и латеральные ря МК легко трансформируются в со ветственные ряды рудных формаций Ф). Границы РФ выделяются впол однозначно, благодаря цикличности дов МК. Таким способом была уста влена принадлежность изученных допроявлений к пяти РФ: олово-по металлической сереброносной, золо серебряной, редкометалльной (вис т-теллуровой) золотоносной, олово серебряной, цеолитовой слабо золото ной (рис. 3). Первые три, частич перекрывающиеся по времени, об разуют диагональный эволюционный который отвечает направленному менению режима рудообразования: тоногенный — вулканогенный — каногенно-плутоногенный. Этот ряд страивается по вертикали олово серебряной и цеолитовой формациями, разованными в условиях постепенно затухания магматической деятель ти.

2. Ряды МК способствуют объектив у выделению минеральных типов Т) и подтипов (МПТ) месторожде в рамках одной конкретной РФ. Используются важные свойства рядов МК: разноранговая периодичность (ритмичность) вещественных признаков в вертикальных рядах и дискретный характер фациальной изменчивости в горизонтальных рядах МК. Проиллюстрируем данное положение на примере золото-серебряной РФ района (см. рис. 1; месторождение Главное, рудопроявления 7—18).

В сетке (матрице) МК данной формации обособляются два крупных ритма развития продуктивной минерализации: сульфидно-селенидно-сульфоантимонитовый (рудопроявления 9—13, ВТД-I) и сульфидно-теллуридно-селенидный (рудопроявления 14—17, ВТД-II), коррелирующиеся с принципиальными отличиями геологической эволюции ВТД-I и ВТД-II. Соответственно выделены селенидно-сульфоантимонитовый и теллуридно-селенидный МТ. Месторождение Главное и рудопроявления 7—8 совмещают признаки обоих МТ, т. е. являются полихронными полигенными объектами. На диаграмме факторных нагрузок (рис. 4) поля руд этих типов располагаются в противоположных квадратах F_1F_2, резко отличаясь общей конфигурацией. Фигуративные точки руд месторождения Главное занимают в целом промежуточное положение.

Месторождения одного и того же МТ могут резко различаться жильной составляющей продуктивных МК при качественно одинаковой рудной минерализации. Наиболее распространены два варианта: месторождения с существенной ролью адуляра при практическом отсутствии карбоната и месторождения с обратными количественными соотношениями адуляра и карбоната. Первый вариант реализуется в месторождениях, приуроченных к вулкано-купольным постройкам (рудопроявления 9, 16, 18), второй — в месторождениях стратовулканов и вулканических просадок (Главное, рудопроявления 7, 8). Соответственно выделены адуляровый и карбонатный МПТ золото-серебряных месторождений.

3. Рудноминералогическая зональность служит основой для сравнительной перспективной оценки объектов. Она учитывает рудоконцентрирующие факторы, присущие рудоносной структуре и приобретенные в ходе ее инди-

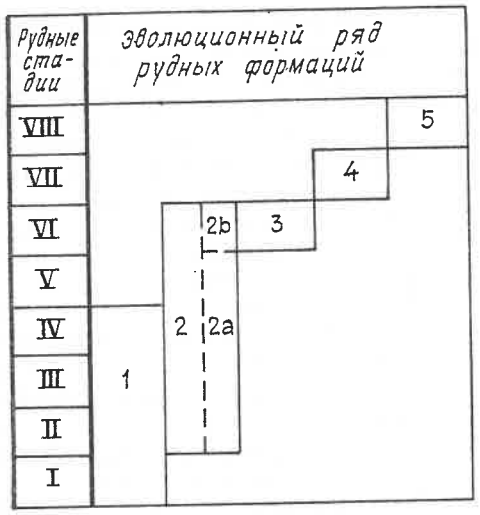


Рис. 3. Схема корреляции рудных стадий и рудных формаций:

рудные формации: 1 — олово-полиметаллическая сереброносная, 2 — золото-серебряная (2a — селенидно-сульфоантимонитовый тип, 2b — теллуридно-селенидный тип), 3 — редкометалльная золотоносная, 4 — олово-серебряная, 5 — цеолитовая

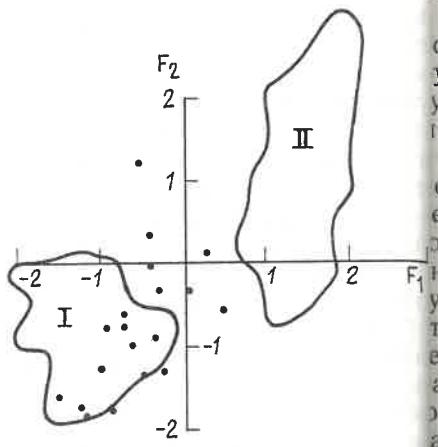


Рис. 4. Положение золото-серебряных руд торождений селенидно-сульфоантимонит (I) и селенидно-теллуридного (II) мине ных типов по данным факторного ана (97 проб):

фигуративные точки даны для золото-сереб руд месторождения Главное; $F_1=Mn_{84}Co_{81}Cr_{7}$ $\times Bi_{32}Mo_{26}Sn_{22}$, $F_2=Bi_{87}Pb_{79}Cu_{72}Ag_{30}Zn_{24}Co_{23}Mo_{21}$

видуального развития в рамках более крупной рудно-магматической системы (РМС). Поэтому возрастает роль локальных минералогических критериев оруденения. Так, минералогическими критериями более высокой перспективности ВТД-I относительно ВТД-II на золото-серебряное оруденение являются: 1) ассоциация месторождений с разнотипной продуктивной минерализацией, возникшая в результате достаточно длительного периода рудообразования (удлиненный вертикальный ряд МК); 2) преимущественное распространение месторождений селенидно-сульфоантимонитового МТ, образованных в относительно стабильной геологической обстановке, способствующей более полной дифференциации рудного вещества (завершенные ряды МК); 3) концентрическо-зональное распределение разноформационных месторождений, связанное с деятельностью одного крупного центра эндогенной активности.

По комплексу минералогических и геохимических признаков месторождения селенидно-теллуридного МТ отнесены к малоперспективным, селенидно-сульфоантимонитового типа — к перспективным, месторождения гетерогенные (сочетают признаки первых двух типов) — к высокоперспективным. Пер-

спективность объекта несколько во стает, если установлена его при лежность и к карбонатному МПТ; следние обычно характеризуются б высокими значениями в рудах Au

Онтогеническое изучение отдель рудных тел дало ряд новых мин логических критериев для разбра ки жил по степени рудоносности. К ложительным критериям относ слабо выраженная минеральная нальность рудных тел, присутств жильном выполнении агрегатов ам стовидного кварца, сингенетич продуктивной минерализации ра морфотипам кварца и др.

4. Предпринята попытка минер гического исследования метасомат в онтогеническом аспекте. Она о лась особенно успешной для ру полей, связанных с вулкано-купол ми структурами высокого порядка Отметим, что онтогенический исследования способствует более бокому раскрытию пространстве и временных связей метасомати оруденением, уточняет природу соматической зональности.

Таким образом, предлагаемый генический метод топоминерало ского исследования рудных («метод минералогического зон вания») с использованием общедо

ой материальной базы позволяет по-учить конкретные практические ре-ультаты уже на стадии крупномас-табного геологического картирования может рассматриваться как один из ерспективных методов поисковой ми-ералогии. С другой стороны, метод одержит в себе элементы системного нализа, и поэтому получаемые ре-ультаты интересны в теоретическом тношении, особенно для разработки еории рудно-магматической системы. ак, для рассматриваемого района ав-орами утверждается концепция о двух азноглубинных рудогенерирующих агах, один из которых имеет селен-рьмяную геохимическую специализа-ию, другой — селен-теллуровую.

В заключение отметим, что работы ыполнялись небольшим коллективом 3—4 специалиста) в течение трех лет. редняя стоимость топоминералогиче-кого изучения 1 км² рудного узла со-авила около 60 руб. Метод находит-я в стадии усовершенствования.

ПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Благонадеждин Б. И., Ляховкин Ю. С.* Рудноформационный анализ при геологосъемочных работах//Сов. геология. 1987. № 12. С. 22—26.
2. *Каждан А. Б.* Условия эффективного локального прогноза рудоносности//Сов. геология. 1987. № 2. С. 63—69.
3. *Константинов М. М.* Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов мира.— М.: Недра, 1984.
4. *Котляр И. Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса.— М.: Наука, 1986.
5. *Ляховкин Ю. С., Благонадеждин Б. И.* Онтогения рудоносных метасоматитов Арманской вулканоструктуры (ОЧВП)//3-е Региональное петрографическое совещ. по Северо-Востоку СССР: Тез. докл. Магадан, 1988. С. 95—96.
6. *Некрасова А. Н., Красильникова А. А., Демин Г. П.* Эндогенная рудная зональность на вулканогенном золото-серебряном месторождении//Сов. геология. 1979. № 1. С. 105—110.
7. *Филимонова Л. Г.* Закономерность развития вулканизма и рудообразования тихоокеанских окраин.— М.: Недра, 1985.
8. *Шишакова Л. Н.* Минеральные ассоциации одного из близповерхностных золото-серебряных месторождений Приохотья//Минеральные типы рудных месторождений в вулканогенных поясах и зонах активизации Северо-Востока Азии. Владивосток, 1983. С. 60—70.
9. *Юшкин Н. П.* Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция.— Л.: Наука, 1980.
10. *Юшкин Н. П.* Топоминералогия.— М.: Недра, 1982.

Принята редколлегией 10 октября 1989 г.

ДК (552.143+553.2) : 551.71/.72(470.21/.22) © А. М. Ахмедов, В. А. Крупеник, 1990

урбидитные режимы седиментации и колчеданообразование раннепротерозойском Печенгском бассейне

М. АХМЕДОВ, В. А. КРУПЕНИК (ВСЕГЕИ)

вязь динамических режимов седимен-ции с сингенетичным рудоотложени-представляет большой интерес. обое внимание исследователей при-екает проблема турбидитных режи-в седиментации в докембрии, по-льку в позднем архее — раннем отерозое существовала связь между которыми типами турбидитных фор-аций и интрузиями, покровами лав новного — ультраосновного состава, сущими разнообразное сульфидное уденение.

Раннепротерозойские турбидитные рмации западной части Балтийско-щита соответствуют калевию и его зрастному аналогу свекофеннию, а сточной — ладожскому уровню [1, 6, 7]. Среди турбидитных формаций калевийского этапа седиментации выделяются безуглеродистые или слабоуглеродистые, а также сульфидно-углеродистые, содержащие значительную примесь углеродистого, сульфидного вещества и туфогенного материала основного — ультраосновного состава. Последние, наиболее перспективные, широко распространены в раннепротерозойских структурах Балтийского щита. Типичным представителем таких формаций является продуктивная толща (пильгуярвинская серия) Печенгской структуры (Карело-Кольский регион) [4, В. Г. Загородный и др.; 1964; А. А. Предовский и др., 1974]. Она располагается в верхней части

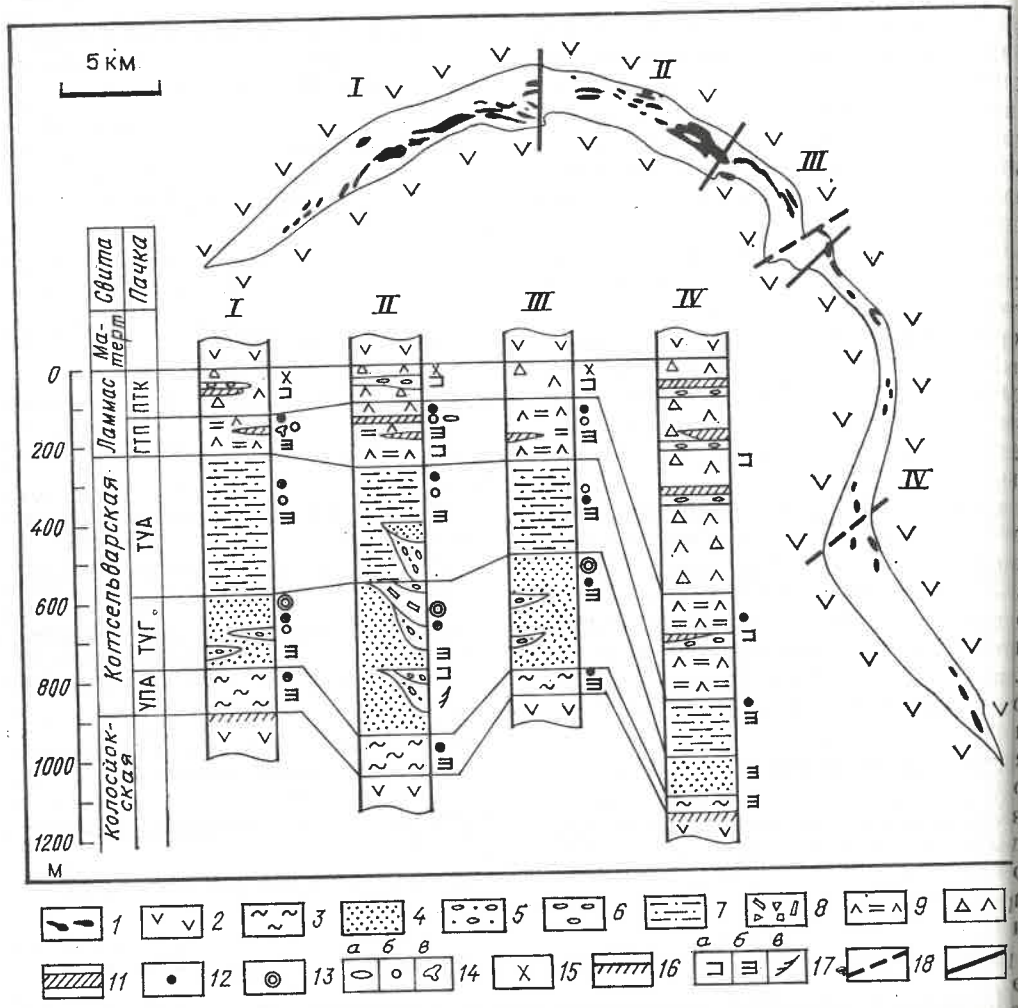


Рис. 1. Геологическая схема и типы опорных разрезов продуктивной толщи печенгского комплекса:

Структурно-фациальные подзоны: *I* — Котсельварская, *II* — Киерджипорская, *III* — Пильгуярвинская, *IV* — Ламмасская; *1* — ультраосновные интрузии; *2* — диабазы; *3* — базальные граувакковые пелиты, алевролиты; *4* — ритмичнослоистые полимиктовые псаммиты, гравелиты, алевролиты; *5* — мелкогалечные конгломераты, гравелиты; *6* — крупногалечные и валунные конгломераты; *7* — граувакковые пелиты, псам *8* — оползневые конседиментационные брекчии; основные, магнезиальные туффиты; *10* — пикрит туфы, туфобрекчии; *11* — известняки, доломиты; крции: *12* — сульфидные, *13* — фосфатные, *14* — бонатные (*а* — линзовидные, *б* — близкие к из ричным, *в* — неправильной формы); *15* — сили *16* — перерывы; *17* — типы слоистости (*а* — груба ясная; *б* — ритмичная параллельная, *в* — ко *18* — разломы; *19* — границы структурно-фациа подзон

разреза нижнего протерозоя северной зоны Печенгской структуры и, прослеживаясь практически на всей ее территории, достигает мощности 1200 м (рис. 1). Г. П. Колеников [3] выделяет в ее составе две свиты: ждановскую (ныне котсельварскую) и свиту Ламмас, которые, будучи объединены вместе с перекрывающими их вулканитами свиты Матерт, образуют пильгуярвинскую серию. С учетом латеральной изменчивости продуктивной толщи выделены четыре структурно-фациальные * подзоны (см. рис. 1) вечающие определенной части Пе ского рудного поля: Котсельвар (западной), Киерджипорская и П гуярвинская (центральной), Лам ская (восточной). Структурно-ф альные подзоны разделяются кон ментационными разломами (Су ским, Киерджипорским, Луотнин Ламмасским и др.), часть из кот

* Далее в тексте для краткости пи просто — «подзона».

мает трансформный характер. Ниже приводится краткая характеристика разреза продуктивной толщи.

Котсельварская свита согласно залегает на вулканогенных породах салниярвинской свиты и подразделяется на три подсвиты или группы (пакеты) пачек.

Нижняя подсвита (90—200 м) представлена углеродистопсаммит-алевритовой группой пачек (УПА), сложена ритмичнослоистыми граувакковыми алевропелитами, мелкозернистыми песчаниками и туффитами, которые обогащены углеродистым веществом и содержат небольшие (0,1—1 мм) пиритпирротиновые конкреции.

Средняя подсвита (до 450 м) состоит из турбидитной углеродистограпийной группы пачек (ТУГ) и сложена ритмично переслаивающимися темно-серыми полимиктовыми граувакковыми песчаниками, гравелитами и алевропелитами, содержащими горизонты седиментогенных брекчий. Важным признаком этой группы пачек является наличие фосфатных конкреций, которые переотложены и располагаются в основаниях грубообломочных проев. С тонкими отложениями — алевропелитами и мелкозернистыми песчаниками — связаны мелкие (1—5 мм) пиритовые и карбонатные конкреции.

Верхняя подсвита (400 м) представлена турбидитной углеродистоалевритовой группой пачек (ТУА), она сложена турбидитными граувакковыми алевропелитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями мелкообломочных основных туфов, известковистых алевропелитов, песчаников, линзами известняков, известковистых конкреций. Отдельные уровни этой группы пачек обогащены разнообразными по форме и генезису пиритовыми, пирротиновыми и марганцовистыми карбонатно-сульфидными конкрециями.

Свита Ламмас согласно залегает на породах котсельварской свиты. В ней выделяются две группы пачек, отвечающие рангу подсвиты: нижняя — граувакко-туфогенно-псаммитовая (ГТП) и верхняя — пикрит-туфогенно-конгломератовая (ПТК).

Нижняя подсвита (до 300 м) состоит из зеленовато-серых псаммитовых грубообломочных туфов, туффитов, туфоалевролитов основного состава и граувакковых псаммитов, маломощных горизонтов туфобрекчий и лав. Подсвита включает линзы вулканогенно-хемогенных известняков и крупные карбонатные конкреции, которые особенно развиты в центральной части структуры.

Верхняя подсвита (до 600 м) сложена туфами основного и ультраосновного состава, туффитовыми алевропелитами, включающими линзовидные горизонты валунно-глыбовых конгломератов с «плавающей» галькой и известковистых доломитов.

Зональность турбидитных режимов. Фациальная зональность и признаки турбидитных режимов седиментации наиболее отчетливо проявились в разрезах котсельварской свиты Киерджипорской подзоны, имеющей грубообломочный состав, особенно в средней части разреза, где преобладают углеродсодержащие песчаники и гравелиты с линзами конседиментационных брекчий. По ее простиранию наблюдаются постепенное сокращение мощностей нижней и средней подсвит и возрастание мощности тонких турбидитов верхней подсвиты. В этом же направлении растет мощность алевропелитового и пелитового членов ритмов, а также содержание углеродистого и сульфидного вещества.

Изучение ритмов, слоистости и текстур позволило выделить в разрезах свиты «совершенные» турбидитные циклы А. Боумы (рис. 2), отличающиеся высоким индексом турбидитности [8, 10]. В Киерджипорской подзоне слоистость более грубая, чем в смежных подзонах, мощность единичных ритмов максимальная (50 см) при средней — 15—25 см. В таких ритмах в середине разреза свиты наиболее часто устанавливаются полные турбидитные последовательности, характерные для средних зон турбидитных конусов.

Описываемые породы обладают и другими характерными для турбидитов чертами: многочисленными мелкими кластическими дайками со знаками нагрузки на пластичный осадок, текстурами нагнетания песчаного материала в более тонкий алевропелитовый и др. В Киерджипорской подзоне отмечаются прослои песчаников и гравелитов мощностью до 1,5 м, которые отличаются неясно градационной, либо

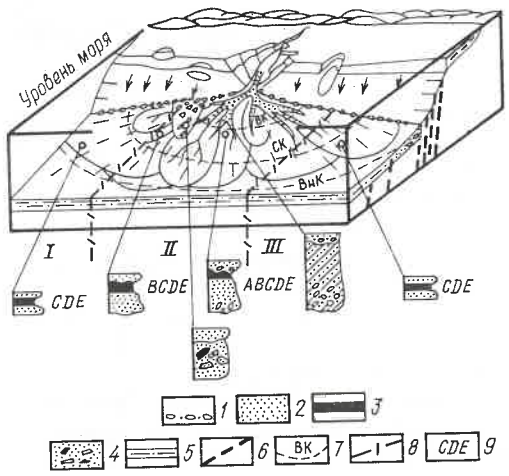


Рис. 2. Модель фрагмента Печенгского бассейна в котсельварский этап седиментации:

I—III — структурно-фациальные подзоны (см. рис. 1); *1* — гравелиты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — конседиментационные брекчии оползания; *5* — переслаивание песчаников и алевролитов; *6* — разломы; *7* — границы зон турбидитного конуса: ВК — внутренний конус, СК — средний конус, ВнК — внешний конус; *8* — границы структурно-фациальных подзон; *9* — индексы турбидитности [10]

грубой косой слоистостью. Такие песчаники характерны для осевых частей каналов и русел турбидитных конусов. Они обычно встречаются во внутренних зонах конусов, непосредственно приближенных к источнику обломочного материала, поступающего по подводному каньону в долинно-веерную систему турбидитного конуса [10].

По простиранию от Киерджипорской (центральной) подзоны на запад и восток грубообломочные разности пород (мелкогалечные конгломераты, гравелиты, конседиментационные брекчии) в составе котсельварской свиты постепенно исчезают из разреза; слоистость становится более тонкой, пропадает грубая косая слоистость, но сохраняется слоистость ряби в элементарных турбидитных циклах. Реже встречаются полные турбидитные последовательности, что характерно для внешних зон турбидитных конусов и абиссальных равнин. Указанные факты позволили построить модель турбидитного конуса выноса (см. рис. 2), определявшего гидродинамический режим седиментации в Киерджипорской подзоне и смежных с ней площадях.

Конус выноса, по-видимому, был связан с подводным каньоном, заложенным на месте мощного субмериционального конседиментационно разлома. Судя по текстурным призн кам, установленным в породах друг подзон, аналогичные по строению к нусы выноса, связанные с другим конседиментационными разлома (Котсельварским, Печенгским и др также могли существовать в котсел варский этап седиментации, одна они имели меньшие размеры, проду ты выноса откладывались в более гл боководных условиях и перекрывали материалом киерджипорского турб дитного конуса.

В связи с этим показателен суб ридиональный разрез через осев часть киерджипорского турбидитн конуса, построенный по опорному (ровому профилю от участка Киердж пор—Спутник—СГ-3 [4]. В нем в правлении с севера на юг отложен становятся все более тонкими и ме углеродистыми. В их составе появ ются и растут мощности кремнист и туфогеннокремнистых отложен уменьшаются количество и разме пиритовых конкреций; исчезают ломки фосфатных пород, фосфатны карбонатные конкреции, но начин отмечаться марганцовистые карбон но-сульфидные и карбонатно-крем стые конкреции, которые обуслов вают необычно высокие фоновые з чения марганца, кобальта, молибд и некоторых редкоземельных элем тов в породах.

В свите Ламмас турбидитная нальность в субширотном направле выражена менее отчетливо. В ниж подсвите она подчеркивается тол постепенным изменением мощно от центра к восточному краю стру ры и увеличением в этом направле объемов туфогенных типов поро Ламмасской подзоне. В верхней свите, к востоку и западу от Киерд порской подзоны, постепенно умень ется количество валунно-галечного териала, однако в Ламмасской по не количество горизонтов конгломе тов с «плавающей» галькой вновь растает, особенно вблизи Ламмас го трансформного разлома.

Туфогенные породы свиты Ла имеют менее четкую ритмичную с стость, но отличаются текстурами пичными для турбидитов, и в ц их можно рассматривать в каче

вулканокластотурбидитов. Отчетливые признаки турбидитовой седиментации присутствуют в туффитовых алевролитах, вмещающих валунно-галечный «плавающий» материал.

На поверхности некоторых наиболее крупных (до 1,5 м) гранитных глыб и валунов отмечаются следы штриховки и борозд, а под подошвенной частью — текстуры дропстоун. Ледниковый генезис этих образований в целом не вызывает сомнения [7], а ассоциация с ними туфогенных граувакков, карбонатных пород и турбидитов типична для ледниковых образований раннего протерозоя, классическим примером которых являются тиллиты Гоуганды [9]. Однако более правильно относить конгломераты Ламмаса к марино-гляциальным отложениям фронтальных частей шельфовых ледников, отложенных и сместившихся по подводным склонам каньона, заложенного на месте Ламмасского трансформного разлома.

Типы колчеданного оруденения. Нами, с учетом данных Н. Л. Балабонина [2], выделено пять основных типов сингенетичного колчеданного оруденения: 1 — вкрапленное; 2 — массивно-слоистое; 3 — конкреционное; 4 — желваковое; 5 — линзовидное. В распределении указанных типов оруденения имеются определенные закономерности, обусловленные стратиграфическим положением, гранулометрическим и вещественным составом вмещающих отложений, а также структурно-фациальной зональностью. Вместе с тем в конкретных разрезах часто имеет место комбинация двух, а иногда и более типов колчеданного оруденения при преобладающей роли одного из них.

Наиболее распространен вкрапленный тип оруденения, который особенно развит в гравийно-псаммитовой группе пачек котсельварской свиты. Пиритовая минерализация фиксируется в основании слойков грубозернистых (проксимальных) турбидитов, заполняя углубления в подошве турбидитных ритмов, повторяя сложный рисунок подводно-оползневых текстур и обволакивая обломки сланцевых брекчий конусов выноса.

Массивно-слоистый тип оруденения приурочен преимущественно к турбидитным углеродистым алевропелитам котсельварской свиты. Он представлен ритмичным переслаиванием углеродистых алевропелитов с мономинеральными пиритовыми слойками (пирититами) мощностью 3—20 мм. В тонких дистальных турбидитах западных разрезов пирититы в сочетании с пиритовыми конкрециями и желваками слагают мощный (до 100 м) реперный горизонт. Пирититы сложены тонкими (0,01—0,05 мм) кристаллами пирита, образующими корковидные скопления, причем в нижней части ритмов они более плотные (до 100 % пирита). В отдельных текстурах под воздействием смещения нелитифицированного осадка отмечается раннее взламывание пиритовых корок, их перемещение и переотложение.

Конкреционные колчеданные руды образуют два основных горизонта, которые прослеживаются во всех подзонах. Однако следует отметить, что отдельные конкреции и их скопления установлены и на других уровнях. Главный конкреционный горизонт (до 40 м) располагается в верхней части разреза котсельварской свиты и ассоциирует с массивно-слоистыми рудами (пирититами) и пиритовыми желваками. Конкреции обычно выполнены пиритом, имеют правильную шаровидную, овальную форму, размер 5—30 мм, массивное, радиально-лучистое строение и могут образовывать скопления, занимающие свыше 50 % объема породы. Этот горизонт максимально развит в западной части рудного поля (Котсельварской подзоне), а по простиранию с запада на восток мощность его постепенно снижается, и за Луотнинским разломом, в Ламмасской подзоне, он практически отсутствует. Второй конкреционный горизонт приурочен к нижней части свиты Ламмас, залегая среди туффитовых турбидитов. Пиритовые конкреции значительно крупнее (до 5 см) и также ассоциируют с пиритами, пиритовыми желваками и стяжениями. Кроме пиритовых отмечаются мелкие (до 1 см) пирротиновые конкреции, которые в основном преобладают в центральной части рудного поля.

С конкреционными горизонтами связан и желваковый тип колчеданных руд. Желваки представляют из себя крупные (до 1 м) массивные стяже-

1. Усредненный изотопный состав серы ($\delta^{34}S$, ‰) пиритов из различных типов колчеданного оруденения продуктивной толщи печенгского комплекса

Группы пачек	Структурно-фациальные подзоны																			
	Котсельварская							Киерджипорская Пильгуярвинская							Ламмасская			
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	1	3	4
ГТП	+1,8 (2)			+1,9 (6)				+2,6 (4)	+2,4 (3)		+1,3 (3)				+1,2 (2)		+1,4 (3)
ТУА		+2,9 (3)	+3,2 (8)	+2,6 (5)	+2,8 (4)	−1,1 (3)	−0,8 (3)	+2,2 (4)	+2,5 (3)	+2,8 (5)	+2,5 (4)		−0,9 (3)	−1,1 (3)	+1,7 (3)	+2,4 (4)	
ТУГ	+2,1 (3)	+2,4 (3)	+2,9 (4)			−0,9 (3)		+2,6 (2)	+2,7 (3)								
УПА	+2,3 (2)																

Примечание. Типы оруденения: 1 — вкрапленное, 2 — массивно-слоистое, 3 — конкреционное, 4 — желваковое, 5 — линзовидное, 6 — эпигенетическое, 7 — медно-никелевое, связанное с никеленосными интрузиями. Положение групп пачек в разрезах подзон отражено на рис. 1. В скобках — число проб. Определения Г. М. Ефремова (ВСЕГЕИ).

ния, сложенные тонкокристаллическим пиритом или пирротином. От конкреций они отличаются неправильной, узловатой формой, более крупными размерами и менее четкими границами с вмещающими породами. В верхней части котсельварской свиты, среди пиритовых конкреций и массивно-слоистых руд, обычно присутствуют пиритовые желваки. В меньшей степени они развиты в низах свиты Ламмас, где в основном среди ультраосновных туфов и туффитов залегают пирротиновые желваковые руды. Наиболее широко колчеданные желваковые руды распространены в западной части рудного поля, в меньшей степени — в центральной и полностью отсутствуют в восточной (Ламмасской подзоне).

В качестве самостоятельного типа колчеданного оруденения выделяются линзовидные руды. Они также связаны с котсельварским уровнем конкреционных, желваковых пиритовых руд и установлены в основном в западной части рудного поля. По простиранию этого горизонта, в интервале между месторождениями Семилетка—Каммикиви, прослежены постепенные переходы между массивно-слоистыми, конкреционными, желваковыми и линзовидными типами пиритовых руд.

Линзы пиритовых руд чаще располагаются в местах максимального развития пиритовых конкреций и желваков. В центральных частях они достигают мощности 1—1,5 м, имеют наиболее плотное строение и прослеживаются на несколько метров. В краевых частях линз может отмечаться конкрециевидная текстура, которая, несмотря на метаморфизм, просматривается довольно отчетливо. В отдельных разрезах виден постепенный переход скоплений пиритовых конкреций и желваков к линзам массивных пиритовых руд. При этом выявляется связанная с ними симметричная зональность, выражающаяся следующей последовательностью (от центра к периферии): массивные пиритовые руды — скопления желваковых и конкреционных пиритовых руд — массивно-слоистые и вкрапленные пиритовые руды.

Надо отметить, что в такой последовательности меняется направление не только количество и размеры пиритовых желваков и конкреций, но и

2. Средний состав пиритов из различных типов сингенетичного колчеданного оруденения продуктивной толщи печенгского комплекса, г/т

Группы пачек	Типы оруденения	Структурно-фациальные подзоны											
		Котсельварская						Пильгуярвинская					
		Cu	Ni	Co	Zn	Mo	n	Cu	Ni	Co	Zn	Mo	n
ГТП	3	340	415	215	123	6	5	364	194	161	142	6	6
	4	660	360	346	114	4	5	329	308	124	126	5	7
ТУА	1	204	191	62	105	17	7	282	197	65	138	19	9
	2	301	184	67	121	26	6	241	184	51	132	23	11
	3	260	142	89	303	21	9	246	123	43	310	11	6
	4	370	136	61	217	19	6	231	261	67	308	16	7
	5	486	164	86	434	49	8	394	247	84	329	24	4
ТУГ	1	213	122	123	126	8	6	197	131	86	178	6	8
	2	210	113	244	162	9	7	233	138	61	203	4	6
	3	243	145	192	204	12	5	209	129	79	194	5	4
УПА	1	194	134	117	117	6	8	157	118	81	107	7	9
	5	273	163	261	201	11	6						

Примечание. Типы оруденения: 1 — вкрапленное, 2 — массивно-слоистое, 3 — конкреционное, 4 — желваковое, 5 — линзовидное; n — число определений.

состав. Так, в мелких сульфидных и карбонатно-сульфидных конкрециях по мере удаления от массивных линзовидных колчеданных руд постепенно растет содержание марганца, достигая наиболее высоких значений (до 4,7 % MnO) в конкрециях тонких дистальных турбидитов. Причем подобная зональность особенно отчетливо выражена по латерали в меридиональном направлении. Часто на одном стратиграфическом уровне по простиранию выделяется несколько таких линз с различно выраженной симметричной зональностью.

Можно предположить, что линзы массивных пиритовых руд так же, как и все остальные типы колчеданного оруденения, являются ранними, возникшими в процессе литогенеза за счет одного и того же источника. На это указывают постепенные переходы между ними, а также близкий изотопный состав серы пиритов линзовидных, желваковых, конкреционных и массивно-слоистых типов руд, который существенно отличается от изотопного состава серы сульфидов интрузий и эпигенетических (гидротермально-метаморфогенных) типов руд (табл. 1).

Этот вывод подтверждается и геохимическими особенностями пиритов, отобранных из всех типов колчеданных руд, которые сопоставимы между собой. Однако состав некоторых из них различается, что особенно заметно на примере пиритов одного и того же оруденения из разных подзон (табл. 2). Так, во всех подзонах конкрециевидные и желваковые типы руд свиты Ламмас имеют близкий состав и сходны по повышенному содержанию меди, никеля и кобальта. Пириты из сингенетичных колчеданных руд котсельварской свиты более контрастны по составу.

Пириты конкреционных, желваковых и линзовидных типов руд, пространственно связанные с дистальными углеродистыми турбидитами западной части рудного поля, относительно обогащены медью, цинком, и молибденом. Пириты из нижних групп пачек (ТУГ, УПА) западной части рудного поля обогащены кобальтом. Обращает на себя внимание в целом повышенное содержание указанных элементов в пиритах конкреционных, желваковых и линзовидных типов руд по сравнению с другими типами колчеданного оруденения, причем имеет место повышение концентраций меди, цинка, кобальта и молибдена в направлении от конкреционных к желваковым и далее

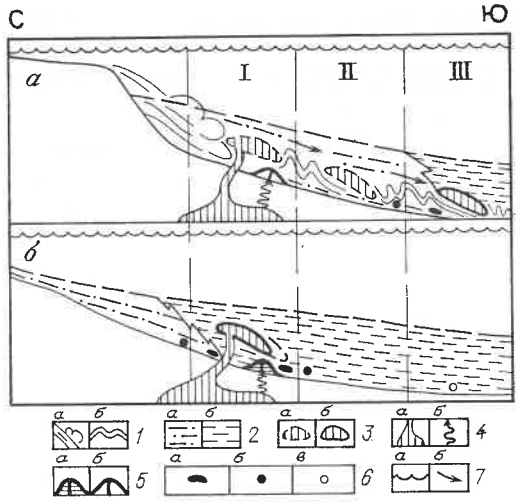


Рис. 3. Модель колчеданного рудообразования в бассейне с зонально проявленными турбидитными режимами седиментации:

а — активная турбидитная система (осевая часть турбидитного конуса); *б* — пассивная турбидитная система (периферийная часть турбидитного конуса); предполагаемое положение колчеданных построек и конкреций при смещении: I — начальное, II — промежуточное, III — фиксированное; *1* — турбидитные потоки: *а* — фронтальная часть конуса, *б* — складки смещения (оползания) и волочения; *2* — насыщенные водой рыхлые турбидитные отложения: *а* — проксимальные грубообломочные турбидиты, *б* — дистальные тонкие турбидиты; *3* — предполагаемое положение ультраосновных никеленосных экструзий (интрузий): *а* — смещенное, *б* — фиксированное; *4* — магматический очаг и подводящие каналы: *а* — вулканический, *б* — гидротермально-эксгаляционный; *5* — вулканогенно-гидротермальные колчеданные постройки: *а* — разрушенные и смещенные турбидитными процессами, *б* — сохранившиеся; *6* — желваковые и конкреционные типы руд; *а* — пиритовые желваковые, *б* — пиритовые конкреционные, *в* — мангано-карбонатные, мангано-сульфидные; *7* — уровень моря (*а*), направление смещения тел экструзий (*б*)

к массивно-линзовидным типам руд. Эта особенность может объясняться постепенным ростом в этом направлении примеси халькопирита и сфалерита в пиритовом материале.

В то же время пириты из различных типов сингенетичных руд существенно отличаются по составу от пиритов руд, связанных с интрузиями и более поздним колчеданным эпигенетическим оруденением, выделяющихся высокими содержаниями никеля и кобальта [2]. Близкие к ним значения установлены только в пиритах из пикритовых туфов свиты Ламмас. В целом же независимо от типа оруденения пириты глубоководной (западной) части бассейна отличаются более высокими значениями кобальта, цинка и молибдена по сравнению с пиритами из грубообломочных (проксимальных) турбидитов центральной подзоны.

Колчеданное рудообразование и тур бидитные системы. Исходя из особен ностей распределения и взаимоотно шения всех типов сингенетичного ко чеданного оруденения, близости их в щественного и изотопного состав можно полагать, что источником ко чеданного оруденения могли являть синхронные с седиментацией вулкан генно-гидротермальные процессы, св занные с основным и ультраосновны вулканизмом. Механизм таких проце сов может быть принципиально близ к вулканогенно-гидротермальном сульфидному рудообразованию в дре них и современных окраинных бассе нах на фоне высоких скоростей оса конакопления [5].

В Печенгском бассейне эти проце сы в каждой из фациальных подз развивались по-разному. В центра ной части бассейна (Киерджипорска Пильгуярвинская подзоны) существ вали наиболее активные турбидитн системы, в которых формировали бедные колчеданные руды за счет м гократного перемещения и перемещ вания осадков. В краевых частях т бидитного конуса, в более удалени и глубоководных участках бассей (Котсельварская подзона), разви лись пассивные турбидитные систем где не происходило значительного р рушения и смещения продуктов д тельности вулканогенных гидротер Здесь формировались сульфидные стройки, и далее, на постепенном у лении от них, откладывались желва конкреции, слоисто-массивные пири ты и карбонатно-сульфидные марг цовистые конкреции (рис. 3).

Из изложенного материала следу что грубообломочные (проксимальн турбидиты главного конуса выноса Киерджипорской подзоне включают основном бедные рассеянные, ча смещенные и переотложенные кол данные руды, а также интрузии с б ными медно-никелевыми вкраплен ми рудами. Тонкие (дистальные) т бидиты западной части рудного п содержат более богатые и разнообр ные колчеданные руды, а простр ственно связанные с ними интрузии сут богатые медно-никелевые руды

Неясно однако, почему интрузи бедным вкрапленным оруденением легают несколько ниже по разр

чем интрузии с богатыми рудами в за падной подзоне, хотя вероятнее всего внедрение их происходило в одном временном интервале.

Объяснение этому можно получить, если обратить внимание на интенсив ность турбидитных процессов, проте кавших в разных частях главного тур бидитного конуса. В западной части бассейна, где существовали более по логие и глубоководные склоны, турби дитные процессы были выражены ме нее интенсивно, что способствовало со хранению относительно первоначаль ного положения внедрившихся в ди стальные турбидиты тел. В централь ной части бассейна, куда выносилась наиболее значительная масса грубо обломочного и тефрогенного материа ла, при определенных условиях могли происходить деструкция и перемеще ние вниз по склону внедрившихся ин трузий относительно их первоначаль ного положения. К числу таких усло вий следует отнести: наличие крутых склонов в бортовых частях бассейна; смещение вниз по склону значитель ных по объему масс грубообломочного материала; повышенная сейсмичность дна бассейна седиментации; наличие рыхлых, насыщенных водой осадков; гипабиссальный характер рудоносных интрузий или развитие покровов.

Все предыдущие годы исследований ультраосновные тела Печенгского руд ного поля безоговорочно воспринима лись как интрузивные образования, внедрившиеся на заключительной ста дии формирования пильгуярвинской серии. Но широкое присутствие в про дуктивной толще образований ультра основного вулканизма в виде мощных горизонтов ультраосновных и основных туфов, находящихся в пространствен ной и временной связи с интрузиями, а также наличие в отдельных интру зиях шаровой и столбчатой отдельно сти, текстур спинифекс и крайне сла бое проявление во вмещающих отло жениях процессов ороговикования сви детельствуют о возможности отнесения части интрузий к покровным или гип абиссальным образованиям. Это мне ние подтверждается данными Р. И. Шу уповой (1987), согласно которым в ультраосновных телах Печенгского рудного поля широко распространены текловатые фазы, указывающие на крайне малую глубину формирования этих тел. Изливаясь в насыщенные водой рыхлые осадки, они могли в разной степени смещаться относительно своих подводящих каналов. Более значительный отрыв экструзивных пластин от подводящих каналов и их смещение по склону в относительно нижние уровни осадков могли быть вызваны перемещением грубообломочного материала в результате катастрофических процессов, активно проявлявшихся в осевой части главного турбидитного конуса.

Признаками процессов деструкции и смещения интрузивных (экструзивных) пластин, залегающих в продуктивной толще, являются существование крупной складчатости смятия и оползания, широко развитой в филлитах, наличие олистостромоподобных и ксенолитоподобных блоков псаммитогравийных (мелководных) образований, залегающих среди тонких глубоководных турбидитов. Олистостромоподобные образования более развиты в центральной части Печенгской структуры, и количество их возрастает в южном направлении. Благодаря такой модели находит объяснение бескорневой характер печенгских интрузий, разорванность отдельных тел и смещенность их относительно друг друга в однотипных разрезах смежных структурно-фациальных подзон. В этом случае тела основного — ультраосновного состава, по существу, представляют собой офиолитовые пластины, механизм образования и перемещения которых вместе с олистостромами под воздействием тектоники и активных турбидитных процессов описан И. Куендигом в трактовке для фанерозойских окраинных бассейнов [8].

Если вывод о том, что под воздействием грубообломочных турбидитных потоков происходит смещение гипабиссальных интрузий и экструзий, верен, то в этом случае наиболее значительная пильгуярвинская габбро-перидотитовая интрузия, несущая бедные вкрапленные руды, представляется лишь промежуточным телом, а отжатые или оторванные от нее ультраосновные экструзивные пластины и тела могут содержать богатые медно-никелевые руды. Тогда они должны быть смещены в более глубоководную зону

и соответственно располагаться значительно южнее современного эрозионного среза продуктивной толщи. Косвенным доказательством сказанному может служить существование линз сплошных колчеданных руд, залегающих к югу от Порьиташского разлома среди углеродистых дистальных турбидитов Южно-Печенгской зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахмедов А. М.* Флишоидные формации нижнего протерозоя Карело-Кольского региона и их корреляция//Стратиграфия нижнего докембрия Карело-Кольского региона. Л., 1985. С. 44—56.
2. *Балабонин Н. Л.* Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского полуострова).— Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1984.
3. *Геология,* магматизм и оруденение Печенгского рудного поля/С. И. Зак, В. Н. Макаров, В. И. Кочнев-Первухов и др.— Л.: Недра, 1982.
4. *Голубев А. И., Ахмедов А. М., Галдо*на Л. П.* Геохимия черносланцевых ко лексов нижнего протерозоя Карело-Ко ского региона.— Л.: Наука, 1984.
5. *Кривцов А. И.* Обстановки и условия др него и современного колчеданообразо ния//Геология рудных месторождений. 19 № 3. С. 3—18.
6. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские эта развития восточной части Балтийского та.— Л.: Недра, 1984.
7. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие З ли в докембрии.— Л.: Недра, 1982.
8. *Mitchell A. H. G., Reading H. G.* Sedin tation and Tectonics//Sedimentary Envi ments and Facies. Oxford, 1978. P. 4 477.
9. *Mustard P. S., Donaldson J. A.* Early terozoic ice-proximal glacimarine depo on: The Lover Gowganda Formation Cobalt, Ontario, Canada//Bull. geol. So America. 1987. Vol. 98. N 4. P. 373—38
10. *Walker R. J.* Generalized facies models resedimented conglomerates of turbidite sociation//Bull. geol. Soc. Am. 1975. N P. 737—748.

Принята редколлегией 28 сентября 198

УДК 551.4 : [553.3 : 551.3.053]

© Р. А. Белов,

Рельеф как показатель эрозионного среза рудоносных очаговых структур

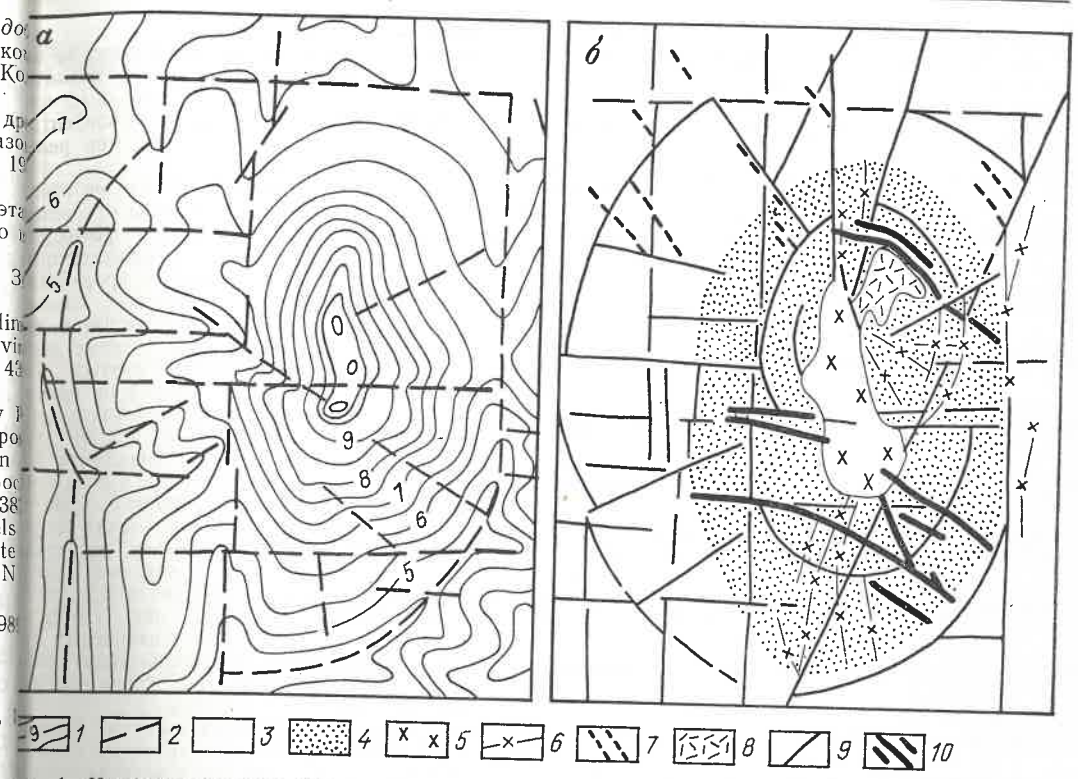
Р. А. БЕЛОВ (ВИМС)

Очаговые структуры (ОС) представляют собой купольные, купольно-блоковые поднятия и кальдеры размером не более 50 км в поперечнике [2]. Они возникают в результате динамического воздействия магматических очагов на вышележащие толщи. Связь ОС с центрами эндогенной активности обусловливает их повышенную рудоносность, выраженную в частом пространственном совмещении с ОС месторождений олова, вольфрама и других полезных ископаемых. Один из методов выявления ОС — морфоструктурный метод, позволяющий на основании изучения топографических материалов обнаруживать концентрические структуры, к которым приурочено большинство ОС, в строении современного рельефа. Метод дает возможность определить различные формы проявления ОС в релеьфе — как простые (округлые поднятия и опускания), так и сложные (поднятия с наложенными депрессиями, поднятия и опускания, осложненные концентрическими, радиальными и другими дислокациями). Основные формы проявления ОС систематизированы Н. Т. Кочневой [2].

В данной статье приводятся результаты изучения геологического строения и рельефа рудоносных локальных ОС (диаметр 3—8 км) Кавалеровского рудного района (КРР) и Тигриного рудного узла (ТРУ) *, позволившие установить зависимость морфологических особенностей ОС от уровня эрозионного среза. П тически все месторождения полиметалл оловянной формации КРР и редкометалл оловянной формации ТРУ пространствен парагенетически связаны с ОС, причем пос ние характеризуются самыми различными у нями эрозионного среза. В одних случаях нажены сформировавшие ОС интрузии гр диоритов и гранодиорит-порфиров (При ная и Прохладная ОС КРР), в других — кальные части таких интрузий (Новогорск Темногорская ОС КРР; рис. 1) или интр гранит-порфиров (Тигриная ОС ТРУ), в т их — апофизы гранитоидных интрузий (никовая ОС ТРУ), в четвертых — дайки лого состава (Верхняя, Высокогорская, сеньевская ОС КРР; рис. 2).

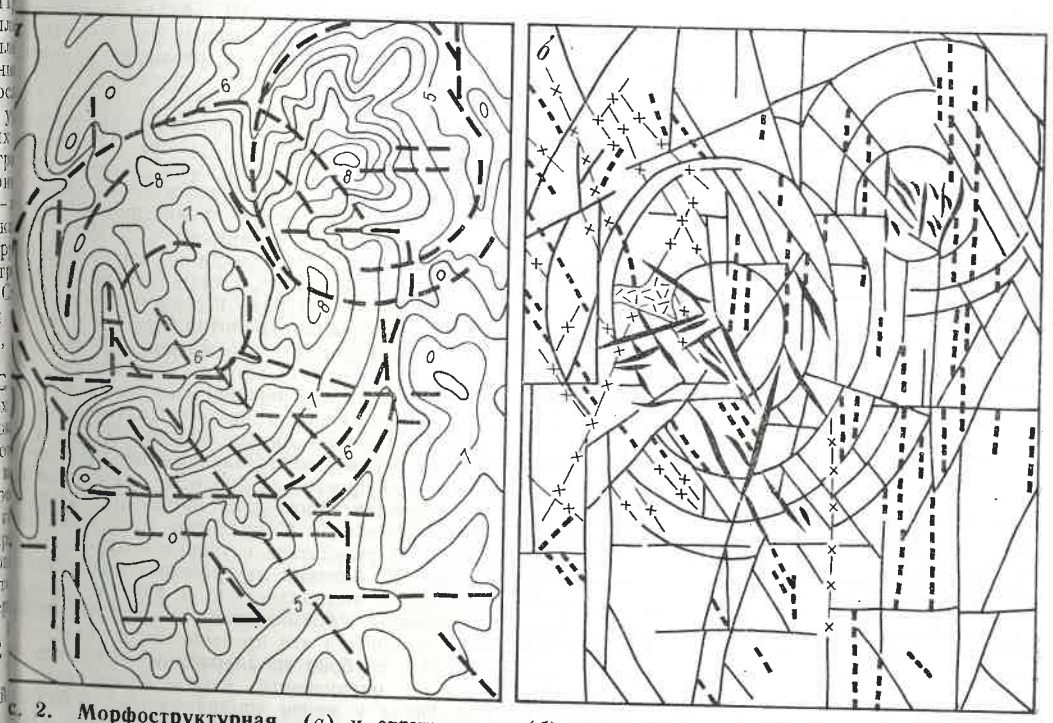
Соответственно вскрытым уровням ОС няется и степень биотитизации вокруг и трузивных ядер. В структурах с глубо эрозионными срезами обнажаются пло вишнево-бурые биотититы с раковистым мом. В местах, где вскрыты внешние фр биотитизации, биотит развит лишь в виде и пятен. В ОС со средними уровнями ср биотитизация сменяется хлорит-серицито изменениями. С положением метасоматит ОС КРР увязывается распределение мине ных типов оловянного оруденения [3]. В контактовой зоне гранитоидных ядер ОС вивается грейзеновый минеральный тип. малиновый тип сменяет грейзеновый распространяется преимущественно в не раздела биотитовой и хлорит-серицит

* ОС КРР выявлены сотрудниками ИГЕМ АН СССР и детализированы нами, ОС ТРУ в основном установлены автором.



нс. 1. **Морфоструктурная (*а*) и структурная (*б*) схемы Темногорской очаговой структуры:**

— морфотектоизогипсы, сотни метров; *2* — зоны дис- каций, выявленные в рельефе; *3* — мезозойские ргенные отложения; *4* — биотитовые метасомати- ты; *5* — гранодиориты и гранодиорит-порфиры K_2; дайки: *6* — кислые, *7* — основные—средние; *8* — эк- струзии фельзитов; *9* — разломы, выявленные морфо- структурными методами и закартированные; *10* — рудные тела



с. 2. **Морфоструктурная (*а*) и структурная (*б*) схемы Арсеньевской очаговой структуры:**

обозн. см. рис. 1

фаций. Выше фронта биотитизации обособляется хлоритовый тип оруденения, по восстанию сменяющийся сначала колчеданно-полиметаллическим, а затем полиметаллическим типом. Колчеданный тип оруденения развивается также на флангах участков с турмалиновым и хлоритовым типами. В ТРУ строение сводной рудной колонны до конца не выяснено. Наиболее распространенное и перспективное штокверковое оруденение редкометалльно-оловянной формации локализуется в приконтактовой зоне кислых интрузий — ядер ОС.

Изучение очаговых структур показало, что ОС с одинаковыми уровнями эрозионного среза выражены на поверхности примерно одинаково. ОС с глубокими уровнями эрозионного среза, в которых обнажаются интрузивные ядра, наблюдаются в рельефе в виде возвышенных (относительная высота 400—700 м) куполов округлой или овальной формы. Склоны куполов расчленены неглубокими водотоками радиального направления. К таким структурам относятся Приметная, Темногорская (см. рис. 1) ОС КРР, Тигриная, Быстрая, Восточно-Кандоминская ОС ТРУ. В отдельных случаях ОС с обнаженными интрузивными ядрами образуют в рельефе более сложные формы. Так, Новогорская ОС КРР прослеживается в виде группы «сросшихся» куполов, наиболее отчетливые из которых вмещают штоки гранодиоритов. При генерализации рельефа ОС в ходе морфоструктурного анализа посредством «засыпки» малых эрозионных форм купола объединяются в единую купольную постройку. Последняя, по-видимому, является выражением на поверхности единого материнского интрузива, залегающего на глубине.

Несколько иначе выражены в рельефе структуры с более высокими (средними) уровнями эрозионного среза, в которых вскрыты лишь дайки гранитоидов и контактово-метасоматические образования, свидетельствующие о неглубоком залегании интрузивного ядра ОС. В качестве примера может служить Стланиковая ОС ТРУ. В рельефе она выступает в виде купола с относительной высотой около 700 м. В целом довольно пологий свод купола в верхней части резко воздымается в виде конусообразной вершины (гора Стланиковая). В отличие от вышеописанных структур купол Стланиковой ОС рассечен многочисленными глубокими водотоками радиального направления. Кроме того, для рассматриваемых структур характерны концентрические водотоки, осваивающие отдельные фрагменты ослабленных зон. У еще менее эродированных структур (Высогорская ОС КРР) водотоки концентрического направления играют ведущую роль в расчленении поверхности ОС.

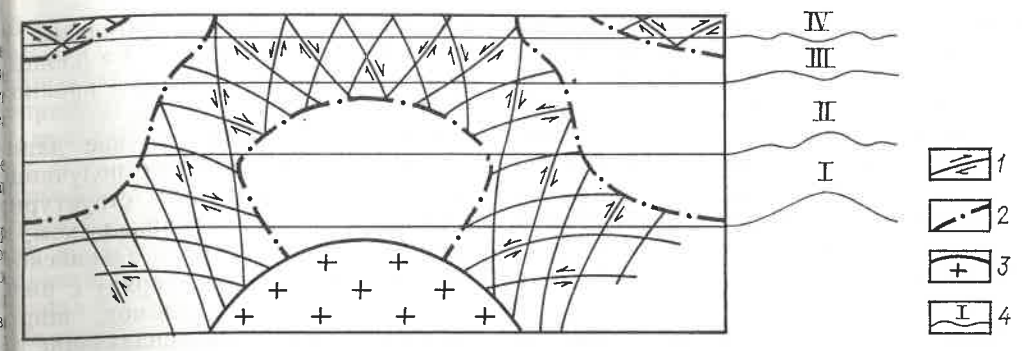
Слабоэродированные ОС (контактовые роговики не вскрыты, рудные тела имеют надрудные срезы) в рельефе обычно отмечаются в виде куполов, особенностью строения которых является наличие депрессии в центральной части. В плане эти морфоструктуры наблюдаются в виде разомкнутых кольцеобразных поднятий, наиболее типичных для Арсеньевской ОС КРР (см. рис. 2) и Осенней ОС ТРУ. Верхняя ОС может рассматриваться как переходная форма от простых куполов к осложненным центральными депрессиями. В разрастании здесь верховьев радиальных водотоков обнаруживается тенденция к формированию такой депрессии.

Наименее эродированные ОС обычно не ражены в рельефе в виде заметных подня и могут быть, часто с сомнениями, выдел лишь по фрагментарному радиально-концен ческому рисунку каркасных элементов ре фа (Силинская ОС КРР).

Необходимо отметить, что далеко не все зависимость выражения в рельефе от сте эрозионного среза ОС выявляется просто. относится к тем структурам, которые сфо рованы в зонах крупных, хорошо прораб ных дизъюнктивов или на участках, сло ных породами с различной стойкостью к зии. В таких условиях рассмотренные в формы могут значительно осложняться. Партизанская ОС КРР, в которой на по ность выведены контактово-метасоматиче образования и промышленные рудные исходя из вышеизложенной закономерн должна быть выражена в рельефе в виде той куполовидной формы с развитой сеть диальных водотоков. Однако такая ф угадывается с трудом, поскольку, во-пер структура рассечена по оси крупным во ком (р. Партизанка), приуроченным к р му, а во-вторых, в ее сложении участ мощные и протяженные дайки кварцевых ритовых порфиритов, представляющих хорошо выраженные в рельефе корни вул ческого покрова.

Чем же обусловлена связь формы вы ния ОС в рельефе с уровнем их эрозио среза? Анализ теоретически и эксперимен но обоснованной модели воздымающегося ка литосферы с возникающими в нем з максимального разрывообразования (ри позволяет заключить следующее. Зоны м мального разрывообразования подобных ков (в данном случае ОС) будут размы интенсивнее слабонарушенных участков. В ствие этого возникнут различия в ф рельефа морфоструктур различной с эродированности. В частности, на уровне дут формироваться морфоструктуры пр купольного облика, на уровне II пос будут осложнены кольцевыми депресси на уровне III — центральными. Урове среза блока (ОС) будет характеризоват лее сложными комбинациями.

Помимо препарирования денудацио разрывообразования в становлении р структур важную роль играет и гравит ное выталкивание гранитоидных ядер более плотного их обрамления. О по процессах свидетельствует возвышение куполов ОС над вершинными поверхно Так, относительная высота Стлаников ТРУ составляет около 700 м, при это прилегающими водоразделами вершина пола возвышается на 200 м, т. е. на дол парирования приходится около 500 м соты купола, а на долю выталкив 200 м. В результате изучения превышен полов ОС близких латеральных разме соседними водоразделами в КРР уста следующая закономерность: с умень степени эрозии эти превышения возраст 150 м у глубоко эродированных структ нажены интрузивные ядра — Приметна до 250 м у менее эродированных (об апикальные части интрузивных ядер — горская ОС), а затем уменьшаются до



с. 3. Поле деформации в блоке литосферы, верженном действию вертикальных сил и сательных напряжений [5]:

1 — поверхности потенциальных разрывных смещений для θ=32°; *2* — границы зон сбрсообразования; *3* — магматическое ядро ОС; *4* — примерные профили поверхности ОС для разных уровней эрозионного среза

слабо эродированных ОС (биотитовые мета матиты не вскрыты — Арсеньевская ОС). наименее эродированных структур купол сутствует (Силинская ОС). Выявленную закономерность можно объяснить неодинаковыми скоростями выталкивания под воздействием тостатического давления [1] ядер ОС с разными эрозионными срезами. У структур с низко залегающими от поверхности интрузивными ядрами (Новогорская и Темногорская) данная скорость выше. Это обусловливает преобладание поднятия над эрозией. структур с «вытолкнутыми» ядрами, уравновесившими силу выталкивания собственным весом (Приметная ОС), высота куполов в силу преобладания эрозии над поднятием уменьшается. У структур с глубоко залегающими интрузивными ядрами скорости воздымания будут, очевидно, ниже, чем у ОС с приближенными к поверхности ядрами, так как у последних краевые зоны дизъюнктивных дислокаций оформлены в большей степени [4].

Таким образом, изучение рудоносных очаговых структур Кавалеровского рудного района Тигриного рудного узла показывает, что разные ОС с одинаковыми уровнями эрозионного среза имеют в рельефе сходное выражение. Глубоко эродированные ОС с обнаженными интрузивными ядрами прослеживаются в рельефе в виде округлых куполов со слабо расчлененными водотоками склонами. Структурам со средними уровнями среза в рельефе соответствуют купола, осложненные радиальными и дуговыми водотоками. Менее эродированные ОС, как правило, в центре осложнены депрессиями, ОС с незначительными уровнями эрозионного среза обычно плохо проявлены на поверхности и могут быть зафиксированы по нечетким каркасным элементам рельефа, организующимся в радиально-концентрические системы. Установленную закономерность можно использовать при анализе и разбраковке концентрических структур, выявленных с помощью морфоструктурных и других методов в слабо изученных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Граниты* и современный рельеф/Ю. А. Косыгин, Э. Л. Рейнлиб, Л. А. Маслов//Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 3. С. 669—672.
2. *Металлогения* линеаментов и концентрических структур/И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева, В. С. Кравцов и др.— М.: Недра, 1984.
3. *Митрофанов Н. П.* Новые данные о геологии и оловоносности Кавалеровского рудного района//Новые данные о геологическом строении и оловоносности Кавалеровского рудного района (Приморский край).— М.: 1988. С. 6—37.
4. *Расчет* уравновешенности горных сооружений на основе решения прямой задачи геомеханики/Б. В. Лунев, Л. А. Маслов//Геология и геофизика. 1983. № 7. С. 117.
5. *Hafner W.* Stress distributions and faulting//Geol. Soc. Am. Bull. 1951. Vol. 62. N 4. P. 32—39.

Принята редколлегией 28 августа 1989 г.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

К 551.243(235.216)

© Б. А. Черновский, 1990

ртикальная делимость земной коры Срединного Тянь-Шаня

А. ЧЕРНОВСКИЙ (САИГИМС)

щи знания о строении и развитии ной коры, и в частности ее структурных элементов постоянно изменяются. Это связано как с более интен-

сивным изучением глубинных оболочек Земли, так и с совершенствованием тех методов, которые позволяют получить достаточно объективную информацию о них. При этом новые данные в ряде случаев приходят в противоречие с ранее выработанными представлениями об изучаемом объекте. Такая ситуация в настоящее время наблюдается в геотектонике, например, при изучении глубинных разломов. Так, к семидесятым годам текущего столетия на основании обширных геолого-геофизических исследований было установлено, что большая часть глубинных разломов по своим кинематическим характеристикам представляет сбросы или взбросы. Надвиговый и сдвиговый характер перемещения по этим структурам признавался ограниченным [13]. Такое понимание удовлетворяло и удовлетворяет на сегодняшний день многих металлогенистов, которые считают, что образование крупных рудных провинций и месторождений возможно только при длительном, работающем в импульсном режиме, рудно-магматическом процессе. В этом случае консервативность в развитии глубинных разломов очевидна.

Однако с совершенствованием методических приемов интерпретации сейсмических материалов [12, 15] и геологических наблюдений [9] установлено, что многие разломы с глубиной теряют свои структурные признаки, а некоторые из них выполаживаются. Это позволило предположить широкое развитие в земной коре листрических разломов, формирование которых может происходить как в условиях растяжения [2], так и в условиях сжатия [9]. На основании этих и других данных некоторые исследователи [10, 11] высказали мнение о хорошо развитой тектонической расслоенности (делимости) литосферы. Физический механизм этого явления видится в аномально повышенном температурном режиме, который приводит к изменению реологических свойств геологической среды. Если для подошвы литосферы такой механизм в какой-то мере и приемлем, то для объяснения внутрикоровой вертикальной делимости он встречает ряд трудностей, среди которых основными являются: существование латеральной петрографической неоднородности земной коры, наличие значительных риаций теплового потока по площ существование зон высокой прони мости.

Кроме того, геологические да о разрывных нарушениях, получив развитие в различных структур этажах (карельском, байкальском ледонском, герцинском и альпийск свидетельствуют, что, наряду с р тием наклонных разломов, ши распространены и крутопадающие рывные нарушения. А ведь сте эрозионного среза у древних стру намного больше, чем у молодых. если бы в земной коре листриче разломы и имели широкое распро нение, то при геологическом карт лировании древних структур повсеме фиксировалась бы их горизонтал часть, они были бы описаны. Т данных у нас пока нет. При этом никает вопрос, если существовани стрических разломов реально, т ким образом происходит взаимо развития глубинных тектониче структур с поверхностными? Эт мнения заставляют нас более осторожно относиться к представ ям о широком развитии листриче разломов в земной коре и предл ным механизмам их образования. бинные разломы, по нашему мн следует рассматривать не как п ную структуру, реагирующую н пряжение извне, а как на самор вающуюся динамическую систе которой физико-химические про способствует ее развитию. Имен этих позиций были изучены глуби разломы Срединного Тянь-Шаня ределены причины, приводящие тонической делимости земной ры.

Чаткало-Кураминский регион, ставляющий основную часть С ного Тянь-Шаня — область, в к в верхнем палеозое получили ра два типа орогенеза-эпиплатформ (Кураминская зона) и эпигеоси нальный (Чаткальская зона). В ген-четвертичный период площад чаемого региона претерпела инт ную постплатформенную тект скую активизацию. Геологически тодами выявлена система реги ных разломов, большая часть к по своим кинематическим хара

кам является взбросами или сбро-

При выделении глубинных разломов определении их современной глуби- проникновения среди геофизиче- методов большей разрешающей собностью характеризуются сейсмо- трические. Однако и в этом случае за дискретности сейсмических на- юдений, профильного характера чения волнового поля, неоднознач- ти определения природы волн и т. д. всегда удается объективно судить морфологии глубинных разломов, гих их свойствах. В связи с этим ми при выделении глубинных раз- мов использован комплекс геолого- физических методов, а также пло- дной структурный анализ глубин- х поверхностей, полученных в ре- тате построения объемной модели сферы изучаемого региона [14]. кой подход позволяет более объек- но изучить пространственные зако- мерности размещения разломов на личных глубинных уровнях. Крите- м для выделения этих структурных ментов являются линейные зоны жду блоками, характеризующиеся личной мощностью слоев земной ы и резкой сменой глубины залега- их поверхностей. Такой подход т, во-первых, возможность для еделения структуры глубинных раз- ов в объеме земной коры и, во-вто- х, для изучения их влияния на раз- ие других структурных элементов. основываясь на вышеизложенных нципах, впервые для региона уста- лена система глубинных разломов с. 1, *а*, *б*), где выделяются ортого- льное и диагональное направления ейных дислокаций. Разломы орто- льной системы являются, как пра- о, скрытыми и их выделение воз- кно только при совместном анализе физических полей и данных о глу- ном строении земной коры. Они молинейны и вдоль них не наблю- тся значительных вертикальных емещений. Разломы диагонального равления, напротив, находят отчет- ое выражение как на геологических тах в виде зон смятия, локальных рывных нарушений, приразломных адок, так и в особенностях глубин- строения. Трассы этих разломов нсты, а в узлах пересечения с раз-

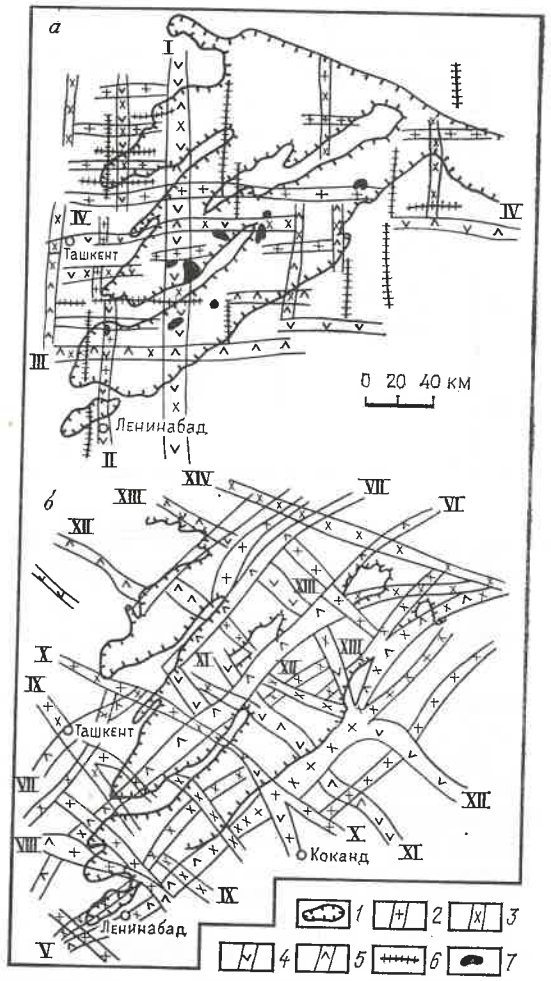


Рис. 1. Ортогональная (*а*) и диагональная (*б*) системы глубинных разломов в Срединном Тянь-Шане:

1 — контур региона; зоны глубинных разломов, выделенные при анализе рельефа поверхностей: *2* — дорифейского кристаллического основания, *3* — Ферча, *4* — Конрада, *5* — Мохоровичича; *6* — разломы, выделенные по грави-магнитным данным; *7* — магматические тела среднего и основного состава; глубинные разломы: I — Угам-Гушсайский, II — Алмалык-Моголтауский, III — Баштавакский, IV — Ташкент-Босбутауский, V — Северо-Ферганский, VI — Ангрен-Чаткальский, VII — Ташкент-Пскемский, VIII — Умбетинский, IX — Ташкент-Алмалыкский, X — Кумбельский, XI — Арашанский, XII — Чимкент-Наманганский, XIII — Карабау-Касанский, XIV — Таласо-Ферганский

ломами ортогональной системы они искривлены и раздуты. Вдоль этих структурных элементов наблюдаются значительные вертикальные подвижки (до 5—7 км), учет которых позволил классифицировать разломы по глубине проникновения на следующие типы: нарушающие структуру «гранитного» слоя; «гранитного» и «диоритового»; «диоритового» и «гранулито-базитового»; «гранулито-базитового»; сквозные,

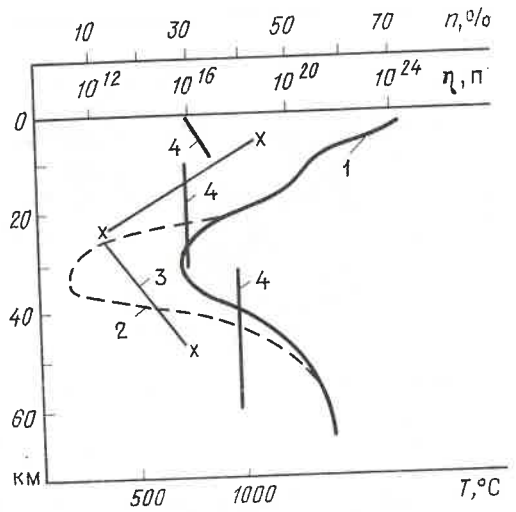


Рис. 2. Раздробленность земной коры и вязкость пород на различных глубинных уровнях:
характер изменения вязкости η: 1 — для земной коры, 2 — для зон глубинных разломов, 3 — степень нарушенности земной коры *n*, 4 — температура *T* плавления пород

нарушающие структуру всей земной коры.

Из полученных данных (см. рис. 1, *а*, *б*) видно, что один и тот же разлом (Северо-Ферганский, Ташкент-Пскемский и др.) по простиранию характеризуется различными позициями (например *«а»* или *«б»* и т. д.), что, по-видимому, с физической (реологической) точки зрения представляется более вероятным, нежели та, из которой следует, что разломы на своем значительном протяжении, пересекая различные структурно-формационные зоны, нарушают всю сплошность земной коры. Возникает вопрос, в чем причина такого явления? Влияет ли реология земной коры на это явление? Для его решения нами была рассчитана степень раздробленности земной коры на различных глубинных уровнях (рис. 2). Мы получили, что ее минимальная величина приурочена к уровню 25—35 км, т. е. тому интервалу в земной коре, где распространена поверхность Конрада.

Максимальная раздробленность характерна для кровли «гранитного» слоя, а промежуточная — поверхностей Мохоровичича (М) и Ферча. Относительно малая величина раздробленности на уровне 25—35 км может быть объяснена несколькими причинами: отсутствием или малой величиной здесь упругих напряжений, способными привести к разрывообразованию полаживанием разломов с глубиной аномалиями физико-химических свойств сред, также отсутствием здесь необходимых касательных напряжений, способных привести к разрывообразованию, исходя из того факта, что большая часть разломов, выделенных нами, в вертикальной плоскости прослеживается смещением нескольких глубин границ, мы при объяснении остановились на третьей причине, т. к. в противном случае трудно объяснить образом плоскость смещенного ма, выделенного, например, в «гранитном» слое, может совпадать с резкостью разлома, выделенного в «лито-базитовом».

Для того, чтобы выяснить пониженной тектонической подвижности для глубин 25—35 км, считана вязкость земной коры, именно этот параметр в большей определяет реологическую модель ных недр [1]. Распределение вязкости по вертикали зависит от многих факторов, но определяющими являются температура, давление и состав пород. Для количественной оценки вязкости было использовано уравнение Я. Н. Френкеля (1945), полученное для поликристаллических тел. Данные о температурном режиме глубинных слоев заимствованы из работы С. О. Кусова [3], а характер изменения давления и состава пород — из более ранних моих исследований [14]. Кроме того, были учтены результаты работы Паталаха и др. [8], где показано, что при длительных тектонических деформациях, развитых в областях орогенеза, в зонах разломов, за счет выделения механического тепла происходит увеличение температуры. В зонах растяжения температура может повышаться и за счет снятия давления (Р. Аффен, 1952). Кроме того, при дегазации верхней мантии в зонах разломов наблюдается повышенная концентрация летучих компонентов [5], что также приводит к снижению вязкости горных пород.

Таким образом, зоны глубинных разломов должны характеризоваться минимально низкими значениями вязкости. Расчеты показали (см. рис. 2), что верхняя часть коры (до 25 км) отличается повышенной вязкостью ($\eta = 10^{21-23}$ Па·с) в связи с чем горные породы на этих глубинах, по-видимому, ведут себя как хрупкие тела. С увеличением глубины, в интервале 25—35 км, за счет увеличения температуры вязкость понижается и составляет 10^{16-17} Па·с. В данном случае горные породы ведут себя как ньютонова жидкость. С увеличением глубины происходит изменение состава и, несмотря на то, что температура увеличивается, вязкость у подошвы коры достигает 10^{20-21} Па·с. Полученные данные об изменении вязкости с глубиной совпадают с результатами температуры плавления пород, у которых минимум температуры, необходимый для плавления пород, приурочен к интервалу глубин 15—25—35 км. В зонах разломов, на глубине 25—35 км вязкость понижается и, по нашим расчетам, составляет 10^{-12} Па·с. Это согласуется с данными некоторых исследователей [1, 7]. Поскольку при расчетах не представляется возможным учесть все факторы, влияющие на изменение вязкости, допускаем, что полученные значения носят скорее всего иллюстративный характер. Однако в этом случае реологическую модель земной коры ряду определенных причин следует рассматривать не слоистой, а неоднородно-вкрапленной.

Эти представления о реологии земной коры подтверждаются и большим сейсмологическим материалом [4], где показано, что в пределах надбазальтового слоя земной коры Чаткало-Кураминского региона широкое развитие получили волноводы, которые выделяются на различных гипсометрических уровнях. Линейные размеры их изменяются от 1—3 до 20—30 км. В некоторых случаях они имеют грибообразную форму, что, по-видимому, соответствует развитию внутрикоровых магматических камер. В них наблюдается резкое уменьшение скорости поперечных волн (v_s) по отношению к продольным (v_p), что указывает на квазижидкое состояние горных пород. Эти данные позволяют считать, что даже незначительные боковые нагрузки (до 50 МПа) могут привести к залечиванию разломов, т. е. к потере его структурных признаков.

Образование добавочных напряжений в земной коре возможно по механизму, предложенному в работе Е. В. Артюшкова [1]. Период максимального залечивания разлома, рассчитанный по формуле $T = \frac{\eta}{M}$, где: T — время релаксации напряжений; M — модуль твердости, который на основании исследований В. А. Магницкого (1965), принят равным 0,3—0,4 × $\times 10^5$ МПа; η — вязкость в Па·с, составил 1000—10 000 лет. Это — время существования нагрузок (касательных напряжений) в среде с аномально низкой вязкостью после снятия общего напряжения. Поэтому, если нет постоянного и длительного источника тектонических нагрузок, то разрывообразование затухает. Такое понимание глубинных разломов позволяет сделать вывод о том, что длительное существование подобных структур в условиях пониженной вязкости проблематично. Исходя из этого, мы предполагаем, что в земной коре существуют два этажа активного разломообразования и длительного их развития — верхний (0—25 км) и нижний (35—55 км). В промежуточной зоне (25—35 км) разрывообразование возможно лишь при условии достаточности касательных напряжений. Таким образом, формирование расслоенности в земной коре возможно и за счет физико-химических процессов, происходящих в глубинных разломах. Однако расслоенность в этом случае будет не региональная, а дискретная. Это позволяет с принципиально других позиций рассматривать многие тектонические и геодинамические концепции развития земной коры.

Полученные данные (см. рис. 1) позволили определить общее простирание разрывных структур как в коре в целом (рис. 3, *а*), так и на ее отдельных глубинных уровнях (см. рис. 3, *б*). В пределах земной коры Чаткало-Кураминского региона преимущественно развиты разломы северо-восточного (СВ) и северо-западного (СЗ) простирания, составляющие соответственно 29,7 и 31,2 %. Ортогональная система нарушений развита слабо (см. рис. 3, *а*).

Изучение размещения разломов на различных уровнях (см. рис. 3, *б*) по-

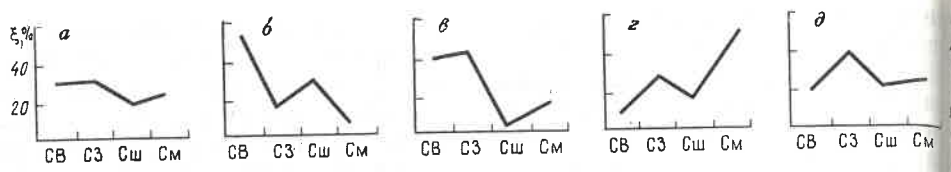


Рис. 3. Гистограммы простираний (ξ) разрывных структур в земной коре (*а*) и на уровнях поверхностей Мохоровичича (*б*), Ферча (*в*), Конрада (*г*) кристаллического основания (*д*) по северо-восточному (СВ), северо-запа (СЗ), субширотному (Сш) и субмериди ному (СМ) направлениям

казало, что разломы северо-восточного простирания наибольшее распространение получили в рельефе поверхности М и Ферча, северо-западного — Ферча и кровли «гранитного» слоя. Субширотная система разломов максимально проявилась в рельефе поверхности Конрада и кровли «гранитного» слоя. Это указывает на то, что регматическая сеть разломов достаточно хорошо выражена на всех глубинных уровнях и, по-видимому, только физико-химические процессы в земной коре приводят к тому, что определенная система нарушений преобладает на определенном уровне.

В заключение следует сделать следующие выводы.

Земная кора Срединного Тянь-Шаня характеризуется неоднородно-вкрапленной реологической моделью. В ней на уровне 25—35 км выделяется региональная зона с пониженной вязкостью ($\eta = 10^{17}$ Па·с). В зонах разломов на этих глубинах наблюдаются участки с еще более низкой вязкостью ($\eta = 10^{11-12}$ Па·с).

Приведенные данные о глубине распространения разломов, а также анализ реологического состояния земной коры позволяют предложить двухэтажную модель вертикальной делимости земной коры Чаткало-Кураминского региона.

Выделяются верхний (0—25 км) и нижний (35—55 км) этажи разломообразования. В интервале 25—35 км длительное развитие разрывных структур без добавочных напряжений проблематично.

Глубинные разломы в большинстве случаев субвертикальные, глубина их проникновения определяется реологическим состоянием земной коры. Выполаживание разломов с глубиной незначительно, т. к. каждый из них в своей вертикальной плоскости прослеживается смещением нескольких бинных границ. Залечивание разл происходит в результате локал смещения пластического материа счет образования в земной коре вочных напряжений.

Пространственное размещение ломов на различных глубинных нях позволяет предположить ш развитую регматическую сеть р мов во всем объеме земной к значительную роль новейших д ний в размещении их в нижнем земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика.— М ка, 1979.
2. *Артюшков Е. В., Беэр М. А.* О ро тикальных и горизонтальных движ образовании прогибов на континен коре в складчатых поясах//Изв. АН Сер. геол. 1983. № 9. С. 25—52.
3. *Борисов С. О.* Глубинные термоди ские условия и динамика земно Средней Азии.— Ташкент: Фан. 1
4. *Глубинное* строение земной коры не районов по данным сейсмологическо ки/Е. М. Бутовская, Х. А. А М. Н. Атабаева и др.//Земная кора няя мантия Средней Азии. М., 1977 54.
5. *Кропоткин П. Н., Валяев Б. И.* Гл разломы и дегазация Земли//Текто развитие земной коры и разло 1979. С. 257—267.
6. *Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. пов В. Н.* Плавление пород в слоисто-неоднородной среды и г температуры//Геология и геофизи № 12. С. 3—11.
7. ***Кучай В. К., Гусева Т. В., Улаш*** К геодинамике разломов//Изв. АН Сер. геол. 1981. № 10. С. 45—56.
8. *Паталаха Е. И., Поляков А. И. гин Н. Н.* Роль механического ф термическом режиме зон глубинны мов//Геотектоника. 1978. № 4. С
9. *Паталаха Е. И., Хрычев Б. А.* Л ские разломы в складчатых облас тектоника. 1988. № 4. С. 8—19.
10. *Пейве А. В., Руженцев С. В., нов В. Г.* Тектоническая расслоен задачи изучения литосферы конт Геотектоника. 1983. № 1. С. 3—13

Суворов А. И. Тектоническая делимость литосферы//Геотектоника. 1986. № 1. С. 17—31.
Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Отв. ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская.— М.: Наука, 1980.
Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.
Черновский Б. А. Глубинное строение земной коры Чаткало-Кураминского региона (по геолого-геофизическим данным): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук.— М., 1987.
15. *Шаров В. И., Гречишников Г. А.* О поверхности тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ)// Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 412—416.

Принята редколлегией 20 января 1990 г.

К 551.248.2(571.54/.55)

© Г. Ф. Уфимцев, А. И. Честнов, 1990

рско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны

Ф. УФИМЦЕВ,
И. ЧЕСТНОВ (Институт земной коры СО АН СССР)

облема протяженности и замыкания йкальской рифтовой зоны периодики обсуждается, предлагаются разные ее решения. Обычно они не обдают определенностью, поскольку раются на достаточно детальные уктурные построения и морфологическую характеристику только впадин йкальского типа, не учитывая особности всех элементов рифтовой зо-

Для обозначения границы рифтозоны и выяснения ее структурных образований в районах замыкания, н было выбрано крайнее северо-точное Чарско-Олекминское звено ртовой зоны как хороший полигон подобных исследований.

При анализе новейшей тектоники го района, наряду с геолого-геофическими материалами, были использаны результаты морфометрических образований топографических карт общем неполные и разнородные). мы тектонического рельефа и неотонического районирования (рис. 1, в совокупности составляют структную модель новейшей тектоники еро-восточной части Байкальской ртовой зоны. Первая передает морогию неотектонических форм, а рая отражает пространственные отения элементов рифтовой зоны и ближайшего окружения. Добавим тому, что для полного структурнонализа рифтовой зоны необходимо троить модель тектонического рель- (вершинной поверхности), т. к. ные поднятия со сложным конэроным рельефом по площади резко обладают над главными элементами структуры рифтовой зоны, каковыми являются впадины байкальского типа.

Топография тектонического рельефа четко очерчивает северо-восточное окончание рифтовой зоны в районе большой излучины долин Олекмы и Нюкжи (см. рис. 1, 2). Здесь происходят резкая смена сложного тектонического рельефа рифтовой зоны на высокие пластовые и денудационные равнины краевой части Сибирской платформы. Замыкание рифтовой зоны на северо-востоке контролируется поперечными разломами северо-западного простирания, входящими в протяженную систему Олекма-Амурского линеамента [4, 11]. В Чарско-Олекминском районе это либо поперечные разломы, освоенные долинами Олекмы и Нюкжи, либо выраженные более сложными сочетаниями форм тектонического рельефа. Суммарные (не обязательно кайнозойского времени) амплитуды правосторонних перемещений по ним могут достигать 15 км, о чем свидетельствует резкое смещение на юг восточной части Каларского габбро-анортозитового массива [7]. Крайними западными составляющими этой системы являются разломы, ограничивающие с северо-востока Чарскую впадину или рассекающие Токкинскую впадину и далее долину Чары. Они названы нами соответственно Хани-Сулуматским и Эвонокит-Токкинским поперечными разломами (см. рис. 1, 2). Именно при их пересечении структура рифтовой зоны испытывает существенные преобразования, сопутствующие ее замыканию.

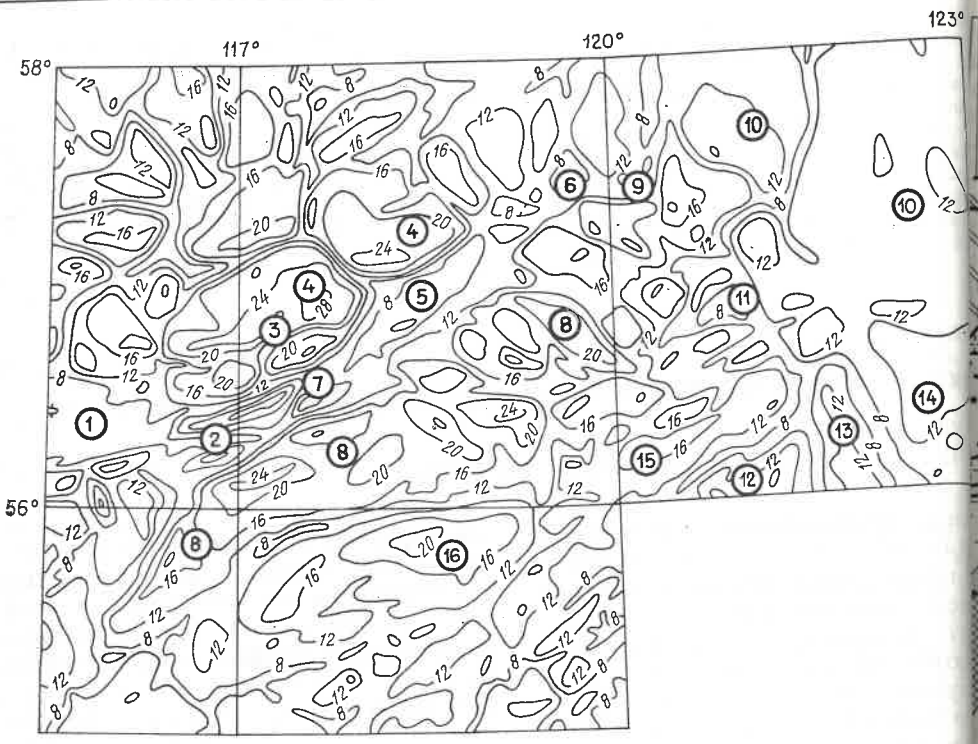
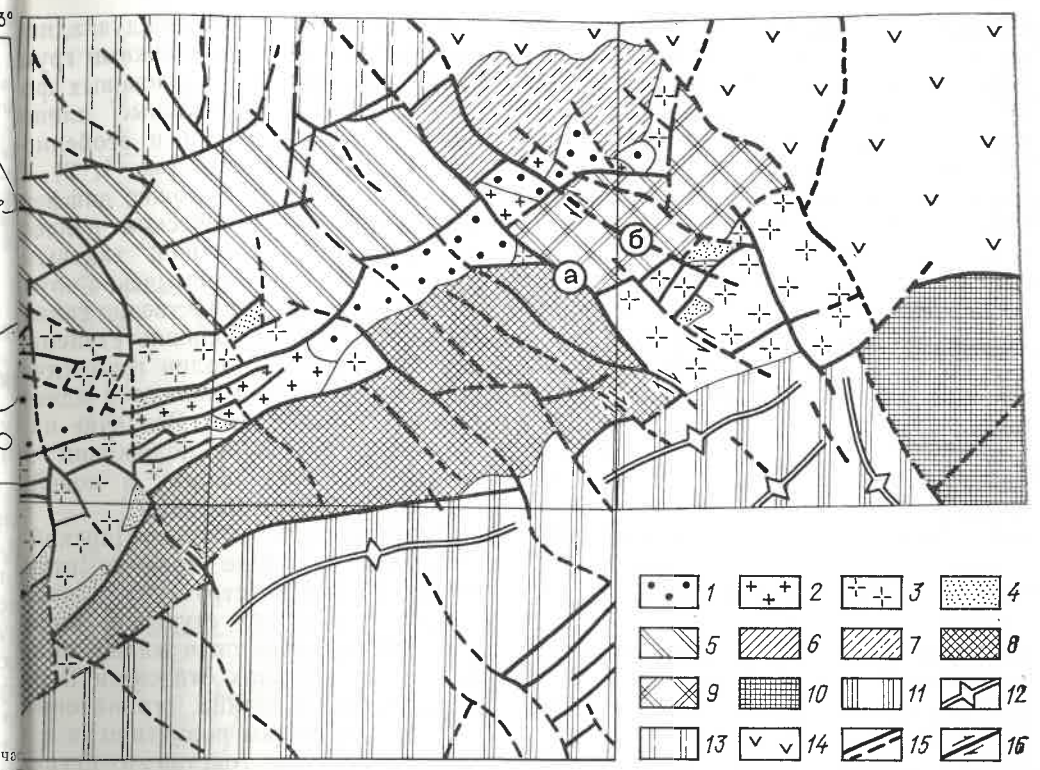


Рис. 1. Вершинная поверхность (тектонический рельеф) Витим-Олекминского междуречья:

впадины: 1 — Муйская, 2 — Кондинская, 3 — Верхнеюльбанская, 5 — Чарская, 9 — Токкинская и Чаруодинская, 4 — Кодарское поднятие, 7 — Муйско-Чарская междувпадинная перемычка, 8 — Каларско-Удоканское сводовое поднятие, 10 — краевая ча... бирской платформы, 11 — Приолекминская ... своды Селенга-Витимской зоны линейного ... ния; 12 — Южнодырындинский, 13 — Чель... 15 — Северодырындинский, 16 — Янканский, ... новое сводовое поднятие; изогипсобазиты пр... через 400 м и оцифрованы в сотнях метров



...2. Схема новейшей тектоники Витим-Олекского междуречья:

...альская рифтовая зона, в т. ч. впадины: 1 — ...альского типа, 2 — междувпадинные перемычки, ...краевые ступени, 4 — малые впадины в них, 5 — ...онные горсты северо-западного крыла рифтовой ..., 6 — блоки его с наклоном по простиранию ...товой зоны, 7 — системы разновысотных ступеней; 8 — сводовый изгиб юго-восточного крыла рифтовой зоны, 9 — его северо-восточная часть; 10 — большое сводовое поднятие; 11 — зоны линейного коробления, 12 — в т. ч. отдельные ее своды; 13 — зона глыбовых поднятий, ступеней и долины-грабены (глыбовые поля); 14 — краевая часть платформы; 15 — молодые и омоложенные разломы; 16 — включая сдвиги; поперечные разломы: *а* — Хани-Сулуматский, *б* — Эвонокит-Токкинский

Тектонический рельеф дает возможность для однозначного ответа на неоднократно обсуждавшийся вопрос — продолжается ли рифтовая зона на восток в пределы Станового хребта. Мы должны ответить на него отрицательно по следующим соображениям: в тектоническом отношении Становой хребет представляет собой большое сводовое поднятие, хорошо оформленная периклиналь которого располагается восточнее устья р. Нюкжи [11] (см. рис. 1); рифтовая зона и Становое сводовое поднятие не имеют структурных связей, а пространственные их связи (наличие общей границы) минимальны (см. рис. 2). Добавим к этому, что Байкальская рифтовая зона и Становое сводовое поднятие вобще относятся к различным горным поясам, разделенным Олекма-Амурским линеаментом, и это обстоятельство хорошо отражено в топографии тектонического рельефа.

Модель тектонического рельефа позволяет оценить значение в нов... структуре рифтовой зоны раз... различных направлений, выраж... чаще уступами или понижениям... шинной поверхности (долинами... нами). Наряду с продольными ... мами северо-восточного постира... структуре рифтовой зоны суще... ное значение имеют поперечны... ломы северо-западного и субме... нального простираний. Значен... следних усиливается по мере п... жения к Сибирской платформ... явно обусловлено особенностями ... ния ее фундамента. Роль разло... веро-западного простирания з... нарастает в районе замыкания ... вой зоны.

До восточного окончания ч... впадины Байкальская рифтова... сохраняет обычную для нее дел... на подзоны вкрест простиран... следовательно с северо-запада ... восток): наклонные горсты и а... тричные глыбовые поднятия ...ар); осевая подзона впадин, меж... падинных перемычек и сопряжен... с ними краевых больших ступе... ; краевой сводовый изгиб юго-вос... ного крыла (хребты Удокан и Ка... ский) [12]. По простиранию риф... ая зона делится поперечными раз... ами на аналогично построенные ... ции, продольная делимость которых ... веро-восточного окончания рифто... зоны нарушается. Крайняя Токкин... я секция рифтовой зоны и струк... но, и морфологически существенно ... чается от соседней Чарской (см. ... 1, 2). Сущность этих преобразова... на замыкании Байкальской риф... й зоны лучше оценить в сравне... со стандартной (детерминирован...) композицией ее структурных эле... тов в Чарском районе.

...ентральная часть рифтовой зоны ...чает систему впадин байкальско... ...ипа, разделенных междувпадинными перемычками и сопровождаемых на бортах большими краевыми ступенями. Муйская и Чарская впадины имеют большие размеры, в то время как расположенные у северо-восточного окончания рифтовой зоны Токкинская и Чаруодинская впадины аномально небольшие, особенно последняя [10, 14]. Чарская впадина имеет обычную для впадин байкальского типа форму. Ее северо-западный борт представляет собой крутой сбросовый уступ высотой до 1500 м и более, а южный борт оформлен преимущественно изгибовыми дислокациями. По геофизическим данным глубина погружения фундамента впадины может достигать 2000 м и более [5]. В настоящее время кайнозойские отложения вскрыты скважиной («Читагеология») на глубину 1200 м до миоценовых (устное сообщение Ф. И. Еникеева). Эти материалы определенно указывают на то, что

в северо-восточной части рифтовой зо-ны впадины имеют обычный для них олигоцен-миоценовый возраст заложе-ния, и предположения об их последо-вательном омоложении на северо-вос-ток вряд ли состоятельны. Структурно-морфологические особенности впадин Чарского района, состав и возраст их осадочного выполнения подчиняются определенным ранее симметрическим свойствам новейшей структуры рифто-вой зоны [12].

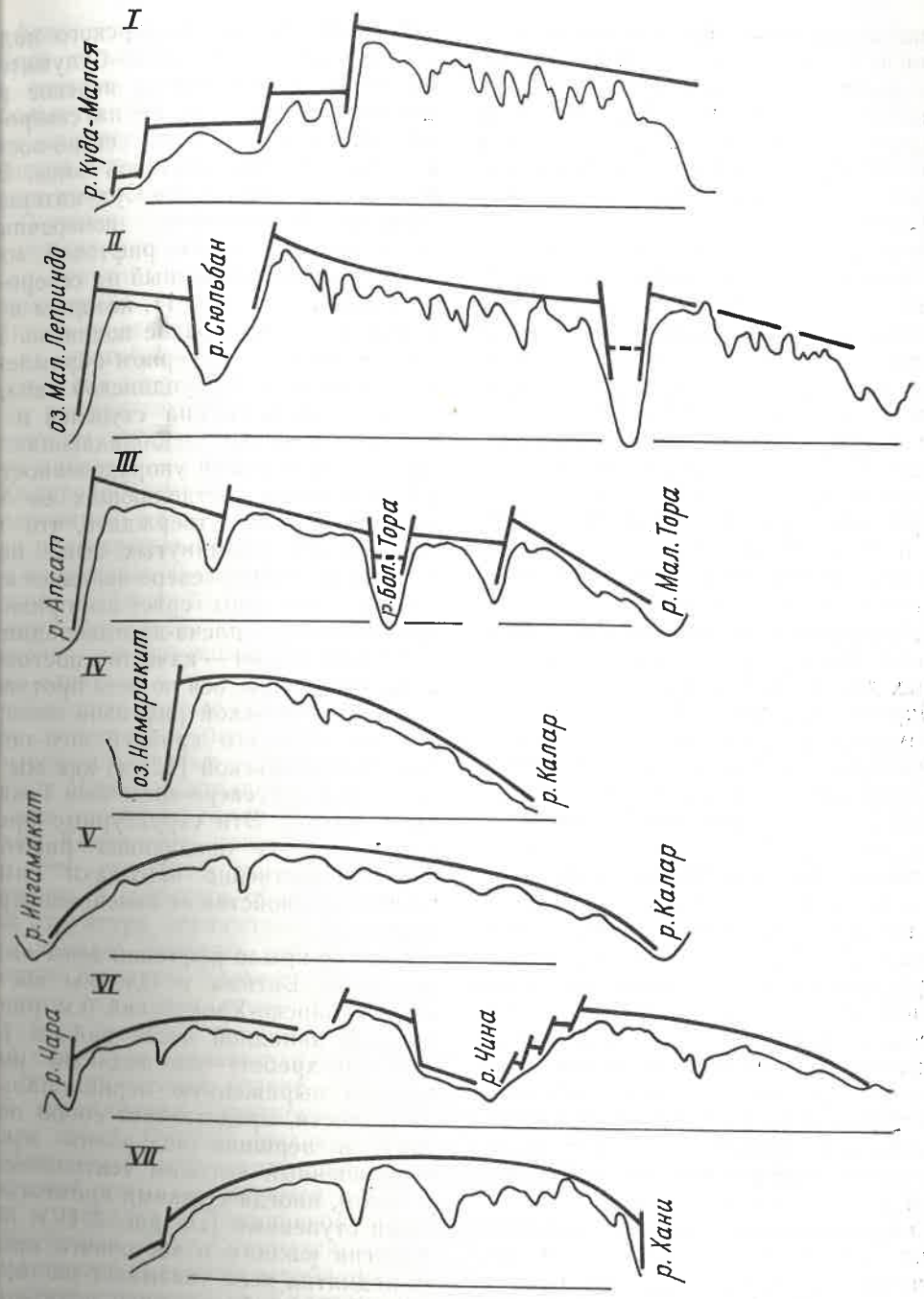
Днище Чарской впадины устроено однообразно, лишь в ее южной части выделяется прерывистая цепь невысо-ких и узких поднятий с выходами на поверхность фундамента. Судя по осо-бенностям геоморфологического строе-ния, в днище впадины возможно суще-ствование небольших поперечных под-нятий, оформленных по разломам се-веро-западного простирания. Такое поднятие или ступень разделяют две выделенные по геофизическим мате-риалам мульды [5]. Муйская впадина имеет более сложное строение. Бла-годаря наличию узких и невысоких внутривпадинных поднятий [3], она распадается на ряд частных впадин, а также имеет крутой сбросовый уступ на южном борту.

Муйско-Чарская междувпадинная перемычка имеет сложное строение, хорошо отраженное в топографии тек-тонического рельефа (см. рис. 1). Она включает высокие (до 2000 м) и про-тяженные продольные горсты, ступени и своеобразные малые впадины, мор-фологически неотличимые от широких речных долин. В Сюльбанской и Кон-динской впадинах, открывающихся на запад в сторону Муйской рифтовой долины, мощности кайнозойских отло-жений по геофизическим данным до-стигают 500 м и более [6], что нахо-дится в своеобразном противоречии с долиноподобным обликом грабенов. Последние по простиранию обычно пе-реходят в узкие надразломные погру-жения типа долин-грабенов, днища которых нередко заняты ледниковыми озерами (Большое и Малое Леприндо и др.). Возможно, что в этих сквозных тектонических понижениях, соединяю-щих Муйскую и Чарскую рифтовые долины, будут обнаружены достаточно глубокие погружения, заполненные кайнозойскими отложениями.

С Чарско-Муйской междувпади перемычкой связаны сложные гру ровки разновысотных блоковых ф занимающие значительные пло на бортах Чарской и в особен Муйской впадин (см. рис. 1, 2), большие ступени со сложно дифф цированным тектоническим рель и структурой, подобной таковы междувпадинных перемычек, с ко ми они тесно пространственно свя В сущности, эти большие ступе бортах рифтовых долин и межд динные перемычки являются одн ными образованиями. Различие ключается лишь в положении групп блоковых форм в нове структуре рифтовой зоны.

Сопряженные с Муйско-Чарско ремычкой большие краевые ст имеют сложную структуру и со из разновысотных ступеней, вы (до 2400 м) горстов и малых вп К числу последних относится Ве сюльбанская впадина, ограничен севера Кодарским поднятием, а цепью высоких горстов и сту Морфологически эта впадина ставляет собой небольшое расш долины р. Сюльбан. Здесь обна ны миоценовые отложения бас вых фаций (диатомиты) [2], которых находится в явном прот чии с окружающим Верхнесю скую впадину альпийским рель Это обстоятельство важно в дв ношениях. Во-первых, оно ука на одновременность заложения ших и малых впадин на северо ке рифтовой зоны до интенсивны дываний крыльев рифтовой зо вторых, малые впадины, в отли направленно развивающихся бо рифтовых долин, вовлекаются в дующие инверсионные возды вплоть до эрозионного преоб ния в долинные формы, как эт изошло с Верхнесюльбанской ной. Эта особенность развития впадин прослеживается по все товой зоне и подчиняется симме ским свойствам ее структуры [

Окружающие Верхнесюльб впадину блоки краевой ступен тали интенсивные молодые во ния такой степени, что по выс практически неотличимы от со ного Кодарского поднятия (рис



. 3. Совмещенные поперечные профили хребтов Кодар (I—III), Каларского (IV), Удокана —VII) и их тектоническая интерпретация:
тикальный масштаб превышает горизонтальный в 10 раз

западнее краевая ступень хорошо особлена от Кодарского поднятия - рис. 3, I).

олее сложную структуру имеет льшая краевая ступень южнее Муй-й впадины. Она состоит из ряда вы-соких горстов непосредственно на бор-ту впадины, включая поперечно ориен-тированный Шаманский горст, приуро-ченный к зоне субмеридиональных краевых разломов Муйского срединно-го массива. Южнее располагается

сложная система разновысотных ступеней и малых впадин, судя по характеру рельефа их днищ, испытывающих молодые погружения. Эти впадины аналогичны таковым в западной части Муйско-Чарской междувпадинной перемычки и частично являются их продолжениями.

Межгорные впадины и разделяющие их перемычки на северо-восточном окончании рифтовой зоны остаются недостаточно изученными. Токкинская впадина охарактеризована лишь морфологически, в ее днище распространены ледниковые и флювиогляциальные аккумулятивные формы рельефа. Впадина имеет небольшие размеры и, выступающим от северного борта изометричным горстом, делится на две части. Посредством широкого понижения она соединяется с расположенной восточнее малой Чаруодинской впадиной, смещенной на юго-восток относительно общего простирания цепи рифтовых долин [3, 10, 14].

Чарско-Токкинская междувпадинная перемычка по размерам и сложности структуры значительно уступает Муйско-Чарской, хотя значение первой в общей структуре рифтовой зоны более существенно. Противоречием между простотой строения Чарско-Токкинской перемычки и ее структурным значением, по-видимому, может служить своеобразный эффект «миниатюризации» структурных форм на северо-восточном окончании Байкальской рифтовой зоны. И если в строении Муйско-Чарской перемычки основными являются продольные разломы северо-восточного простирания, то в оформлении Чарско-Токкинской перемычки большое значение имеет поперечный Хани-Сулуматский разлом (см. рис. 1, 2).

Северо-западное крыло рифтовой зоны представляет собой систему крупных наклонных горстов, объединенных в Кодарское поднятие (см. рис. 1, 2, 3). Для составляющих его форм характерен общий наклон вершинной поверхности на север и северо-запад от центральной части рифтовой зоны к ее границам (см. рис. 3). Морфологически это крыло рифтовой зоны однородное, рассекающееся грабен-трогами, не вносящими в новейшую структуру существенных дополнений.

В приближении Кодарского по филя сводового поднятия в этом тия к поперечному Хани-Сулума йоне показывает (см. рис. 3, VI), му разлому появляется перекос о северное его крыло имеет здесь шинной поверхности не на севе большую ширину, а Верхнекалар- пад, как обычно, а на северо-во ая впадина с сопровождающим ее по простиранию рифтовой зоны. севера горстом осложняет широкое восточнее, между Хани-Сулуматск ное крыло Каларо-Удоканского сво- Эвонокит-Токкинским поперечн . С учетом строения впадины и гео- разломами, на крыле рифтовой гических признаков ее периодиче- обособляется наклонный на севе кого (начиная с венда) омоложения сток горст (см. рис. 1), которым жно предположить, что основа но- канчивается Кодарское поднятие йшего ее развития зависит не толь- лее на восток, в северном обрам от прогибания, компенсирующего Токкинской и Чаруодинской вп стяжение верхней кромки свода, но располагается группа ступеней от неизвестных еще особенностей больших горстов, не обладающа руктуры верхней части литосферы в ками-либо чертами упорядоченно том районе.

расположении составляющих ее Каларско-Удоканский свод разделен ментов. Можно утверждать, что оперечными разломами северо-запад- пересечении упомянутых выше ого простирания на ряд секций, каж- речных разломов северо-западное ая из которых имеет свои морфологи- ло рифтовой зоны теряет все при ские особенности (см. рис. 1, 3). наклонного плеча-противопод близи западной периклинали свод рифтовых долин — качества, пост ассечен, по-видимому, крупным ле- прослеживающегося по всей прот ым сдвигом, в восточной его части ности Байкальской рифтовой зо реобладают правые сдвиги. Большин- исключением его крайней юго- тво поперечных разломов, судя по ной Хубсугульской [12] и, как м оморфологическим данным, прони- дим, крайней северо-восточной Т ают в Чарскую впадину и некоторые ской секций. Эти структурные з них прослеживаются далее, в пре- разования на окончаниях рифт елах Кодарского наклонного подня- зоны существенно нарушают с ия. Это указывает на существенное трические свойства ее новейшей начение Кодарского сброса в новей- туры. ей структуре, ограничивающего с се- ро-запада Чарскую впадину. Соб- Южное крыло рифтовой зоны твенно Каларско-Удоканский свод на ждуречье Витима и Олекмы с остоке ограничен зоной Хани-Сулу- ляет Каларско-Удоканский (см. р атского разлома, имеющего в новей- свод. В западной части района ей структуре значение трансформно- ларский хребет) это поднятие о. Это определяет резкое, без плав- хорошо выраженную периклина ой периклинали (тупиковое), замы- в сущности, представляет собой кание свода. Однако сводовый изгиб, свод, в вершине полуволны войственный юго-восточному крылу ограниченный высоким тектони рифтовой зоны, наблюдается и восточ- уступом, иногда с узкими проме ее, в пределах ее Токкинской секции. ными ступенями (см. рис. 3, IV) Восточнее Хани-Сулуматского раз- фология южного и восточного ома полоса сводового изгиба смещена ев поднятия ясно указывает на а север относительно Каларско-Удо- сводовый изгиб осложнен анти анского свода и имеет значительно скими сбросами с падением еньшую ширину (см. рис. 1, 2, 3, VII). стей сместителей к осевой части З топографии тектонического рельефа поднятия. Восточнее, около Ч а участке сводового изгиба, в срав- впадины, свод расширяется, а нении с районом хребтов Удоканского центральной части появляется Каларского, отмечены признаки бло- тельное погружение — длитель ового распада (структурной деграда- венда, судя по ее осадочному за ции?), хотя общий характер такой де- нию) развивающаяся Верхнекал формации еще проявлен на совмещен- впадина с маломощными кайно ных поперечных профилях. На лево- ми отложениями. Анализ попер бережье Олекмы, северо-западнее ее большой излучины, хорошо выражена периклиналь краевого сводового изгиба на замыкании рифтовой зоны.

Сводовый изгиб юго-восточного крыла рифтовой зоны, в отличие от расположенных южнее сводов Селенга-Витимской зоны, имеет небольшие размеры и более осложнен разрывами, в особенности поперечными северо-западного простирания.

Юго-восточное крыло рифтовой зоны в Токкинской секции имеет, наряду с редукцией краевого сводового изгиба, другие особенности. Южнее полосы сводового изгиба у окончания рифтовой зоны располагается крупная и сложно устроенная Приолекминская краевая большая ступень (см. рис. 1, 2). Она представляет собой группу разновысотных тектонических ступеней рельефа, горстов, и малых впадин, одна из которых (Имангринская) — омоложенный юрский грабен. В структурном отношении Приолекминская ступень аналогична краевым ступеням на бортах Муйской впадины и Муйско-Чарской междувпадинной перемычке. Однако ее положение на краю рифтовой зоны уникально и не имеет аналогов, за исключением, быть может, района юго-западной окраины Хубсугульской секции, плохо изученной в структурно-морфологическом отношении. Это еще одна особенность Токкинской секции рифтовой зоны, также нарушающая порядок в новейшей структуре последней.

В заложении и развитии краевой Приолекминской ступени, по-видимому, сказались особенности геологической структуры. В частности, пониженные тектонические ступени южнее долины р. Хани пространственно связаны с северной частью Каларского габбро-анортозитового массива, залегающей в виде субгоризонтальной пластины [7]. Пониженные высоты тектонического рельефа обусловлены здесь залеганием в верхней части земной коры массива, сложенного породами повышенной плотности.

В пределах Чарско-Олекминского звена Байкальской рифтовой зоны, кроме обычных упорядоченных отношений составляющих ее структурных элементов, в пределах Чарской секции мы видим резкое изменение морфоло-

гии и пространственных отношений неотектонических форм в крайней северо-восточной Токкинской секции. Стандартные отношения неотектонических форм в пределах рифтовой зоны заключаются в последовательном чередовании вкрест простирания с северо-запада на юго-восток наклонных горстов, обрывающихся в сторону рифтовых долин крутыми сбросовыми уступами; осевых систем рифтовых долин и междувпадинных перемычек с краевыми большими ступенями, иногда разветвляющихся и разделенных глыбовыми поднятиями; сводовых поднятий юго-восточного крыла. Это закономерное чередование вкрест простирания элементов рифтовой системы парагенетически связано с морфологией свойственного ей выступа аномальной мантии [8] и нарушается у юго-западного ее Хубсугульского звена, также на северо-восточном замыкании рифтовой зоны. На юго-западном окончании рифтовой зоны нарушение симметрических свойств ее структуры определенно указывает на изменение морфологии выступа аномальной мантии [12].

Анализ сейсмологических материалов показал, что выступ аномальной мантии, свойственный Байкальской рифтовой зоне, на северо-восток прослеживается до долины Нюкжи и Олекмы [1]. Судя по новейшей структуре рифтовой зоны, выступ аномальной мантии не претерпевает существенных изменений вплоть до Чарской секции, а точнее — до ограничивающих ее с северо-востока поперечных разломов. Хорошая выраженность последних в рельефе цокольной поверхности рифтовой зоны указывает на глубинный характер этих разломов.

В Токкинской секции преобразования структуры рифтовой зоны весьма существенны и в главных чертах сводятся к следующему: общему уменьшению размеров (своеобразной миниатюризации) неотектонических форм; появлению большой краевой ступени на юго-восточном крыле; структурной деградации северо-западного крыла (см. рис. 1, 2). Эта последняя особенность структуры Токкинской секции представляется наиболее важной для формулировки предположений о характере ее глубинного строения на северо-восточном замыкании рифт зоны. В обычном соотношении ст туры глубинного строения рифт зоны и наклонные горсты ее север падного крыла располагаются над вертикальной границей выступа мальной мантии [12] и развива под влиянием двух сопряженных цессов: они функционируют как клонные плечи-противоподнятия товых долин [9]; тектонический кос этих блоков увеличивается б даря анизотропному термичес разуплотнению литосферы около вертикальной границы выступа мальной мантии [13]. Судя по в именно этот последний фактор ст турообразования не проявился в д ной мере в пределах Токкинской ции рифтовой зоны. Поэтому мы жем предположить, что здесь лит ра менее прогрета, чем в других стях Байкальской рифтовой зоны

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геодинамика* Олекмо-Становой сей ской зоны//Л. М. Парфенов, Б. М. мин, В. С. Имаев и др.— Якутск: Я АН СССР, 1985.
2. *Геология* и сейсмичность зоны А. С. Ендрихинский, С. С. Ос Б. П. Агафонов и др.//Кайнозойские жения и геоморфология. Новос 1983.
3. *Геология* и сейсмичность зоны В. П. Солоненко, В. В. Николаев, Р. менов и др.//Сейсмогеология и сейсм районирование. Новосибирск. 1985.
4. *Гришкян Р. И., Парфенов Л. М., цев Г. Ф.* Космические изображения кальской рифтовой области и ее во ная кинематическая модель//Роль генеза в геологической истории Земл восибирск, 1977. С. 104—108.
5. *Зорин Ю. А., Хилько С. Д.* О тек Чарской впадины//Геология и геоф 1969. № 2. С. 134—137.
6. *Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., нинг О. Г.* Строение верхней части коры в бассейнах рек Конды и Сю по гравиметрическим данным//Сейсмо ника и сейсмичность района строите БАМ. М., 1980. С. 153—163.
7. *Глубинное* строение Каларского анортозитового массива по гравим ским данным/Ю. А. Зорин, Е. Х. Т нов, М. Р. Новоселова и др.//Из СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 130—
8. *Крылов С. В., Крылова А. Л.* Теле ческое просвечивание мантии Земли кальском регионе//Геофизические м региональной геологии. Новосибирск С. 35—49.
9. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны нентов.— М.: Недра, 1976.

Солоненко В. П., Хилько С. Д., Николаев В. В. О сейсмотектонике и морфоструктуре востока Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий//Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, 1975. С. 4—13.
Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР).— Новосибирск: Наука. 1984.
Уфимцев Г. Ф. Неотектоника Байкальского рифта и прогноз его глубинного строения//Сов. геология. 1986. № 1. С. 90—98.
13. *Ушаков С. А., Галушкин Ю. И.* Геодинамический анализ эволюции литосферы на раздвигающихся границах в связи с природой Байкальской рифтовой зоны//Континентальный орогенез. М., 1977. С. 11—17.
14. *Хилько С. Д., Николаев В. В.* Новейшая структура и сейсмотектоника Токкинской впадины//Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, 1975. С. 14—23.

Принята редколлегией 31 июля 1989 г.

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

К 552.42(470.21)

© Л. А. Виноградов, 1990

зит-гипербазитовые пояса архее Кольского полуострова

А. ВИНОГРАДОВ (Геологический институт КНЦ АН СССР)

учение магматических образований льского региона имеет довольно ительную историю. В частности, ис- едование базит-гипербазитов как рьевой базы медно-никелевой про- шленности ведется здесь с конца х годов. В результате только в ар- йских толщах открыты пять место- ждений и многочисленные рудопро- ления различного характера. К на- ящему времени изучены морфоло- я, вещественный состав и металло- ния магматитов, выделены вулкано- утонические ассоциации, установле- особенности эволюции магматизма раннего докембрия до фанерозоя, я ряда магматитов проведен фор- ционный анализ. Вместе с тем обо- ачились и региональные закономер- сти в размещении базит-гипербази- вых формаций, что позволило выде- ть на территории полуострова маг- тические пояса, положение которых нтролируется общим структурным аном региона. Наличие таких зако- мерностей открывает перспективы я поисков месторождений, располо- нных на оптимальных глубинах, что ляется сегодня одной из главных за- и геологии, поскольку возможности крытия промышленных залежей руд лизи поверхности практически ис- рпаны.

В статье преимущественно с геолого-структурных позиций рассматривается вопрос об архейских магматических поясах как основы для выявления среднемасштабных закономерностей размещения базит-гипербазитовых интрузивов и локализации площадей, перспективных для поисков скрытых, прежде всего медно-никелевых, месторождений. Нами кратко охарактеризованы 12 поясов (три гипербазитовых и девять базит-гипербазитовых), интрузивы которых принадлежат к семи магматическим формациям. Ни один из них не относится к архейским зеленокаменным поясам в их наиболее обычном выражении в виде линейных зон, выполненных контрастными сериями вулканитов, осадочных пород и интрузивных базальтоидов, которые сопровождаются гранитными интрузиями. Пояса, за исключением Терско-Нотозерского, представляют собой комплементарные плутонические базит-гипербазитовые ассоциации пород, закономерно связанные в пространстве с генеральным простиранием вмещающих кристаллических толщ. Соответственно термин «пояс» употребляется как совокупность формационно однородных интрузивных магматических тел, приуроченных к линейной тектонической зоне.

Тектоническое районирование региона. Основные геоструктурные элементы восточной части Балтийского щита определены еще А. А. Полкановым, и все более поздние тектонические схемы К. О. Кратца, Л. Я. Харитонова, К. А. Шуркина, А. И. Тугаринова, С. М. Макиевского и др. в значительной мере базируются на его работах. Длительное время в основном использовалась схема тектонического районирования Кольского полуострова, предложенная Л. Я. Харитоновым, который считал, что современный структурный облик территории является отражением первоначальных региональных тектонических структур, а также обусловлен поздними движениями и эрозией. Он полагал, что основные черты тектонического строения, по-видимому, сформировались еще в протерозое и архее [12] (по современной шкале — в основном в архее).

С. И. Зак [7], в целом принимая схему Л. Я. Харитонова, определял выделенные последним региональные, главным образом пликативные, структуры как подвижные и стабильные зоны. Развитие этих зон во времени он рассматривал применительно к схемам Л. Я. Харитонова и К. А. Шуркина, расчленивших докембрийские образования на догеосинклинальные, геосинклинальные и платформенные. Позднее эта схема была усовершенствована К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым [13], выделившими в качестве основных прогеосинклинальный, протогеосинклинальный и платформенный этапы тектонического развития региона. В 1978 г. К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский и др. [9] существенно пересмотрели имеющиеся представления о тектонике восточной части Балтийского щита.

В основу современного структурно-тектонического районирования региона положены два важнейших элемента — блоковые структуры и разграничивающие их линейные шовные структуры, или зоны сочленения блоков. Выделены два типа таких зон — мобильно-проницаемые и пограничные тектонически швы. Те и другие характеризуются интенсивным развитием эндогенных процессов и вмещают гранитные, основные и ультраосновные интрузии. Соподчиненность блоков в порядке уменьшения их размеров следую
геоблок (I порядок), мегаблок (I
рядок), сегмент (III порядок),
(IV порядок). Швы определяют
гические контуры на поверхнос
пространственное размещение и
ем блоковых структур разных п
ков на глубине [9].

Кольский и Беломорский геот
нические районы Л. Я. Харитонов
ответствуют по этой схеме Кольс
и Беломорскому мегаблокам, но
ницей между ними служит не Пе
ско-Варзугская зона, а Главный
морский шов, отделяющий грану
Туадаш, Сальных и Кандалак
Колвицких тундр от расположе
южнее образований беломорско
рии. Объем и содержание сегме
Мурманского массива, Кейвско-
соозерской, Центральнокольской
ченгско-Варзугской зон совпада
соответствующими тектоничес
подразделениями Л. Я. Харито
Терско-Нотозерский антиклинори
делен на два сегмента: северо-з
ный — Лоттинский и юго-восточн
Терский. При этом в Лоттински
мент включен гранулитовый м
Сариселян-Тунтури, Туадаш и
ных тундр, а гранулиты Канда
ских и Колвицкий тундр входят
видимому, в Терский сегмент. К
лакшский антиклинорий Л. Я.
тонова является частью Енского
мента.

Формирование региональных
тур северо-западного направлен
носится к ребольской фазе с возр
2700—2800 млн лет, причем ре
ское время понимается как по
цикл осадконакопления, складча
метаморфизма и магматизма, т. е
составляет основное содержание
тогеосинклинального периода,
ленного К. А. Шуркиным и Ф. П
трофановым.

Наконец, в последнее время на
вании историко-генетического по
к изучению тектоники региона р
ботана в определенной мере нова
ма геологического развития полу
ва, в которой архей характери
как время протогеосинклинальн
топлатформенного режима разви
протерозой (карелий) как врем
тивизации платформы, начало
рой характеризовалось рифто

дией развития [8]. В Карело-Кольм регионе выделены четыре типа днеархейских вещественно-струк-ных зон: умеренно активные зоны, межкупольные антиклинали и мо-высокоактивные синклинали; ные зоны (Воронье-Колмозерская, льнотундро-Колвицкая и Аллареченя); структуры срединных массивов ейвская зона и ее мелкомасштаб-е аналоги в Малых Кейвах); ста-льные зоны (Мурманский, суще-нно гранитный блок).

Проведенные исследования позволи-совершенствовать схему Л. Я. Ха-онова, однако универсальная тек-ческая карта, учитывающая до-инства различных схем, сегодня не создана. В то же время анализ базит-гипербазитовых поясов показы-т, что размещение и строение их более полно отвечают схеме Л. Я. ритонова. Поэтому краткая харак-ристика поясов приводится преиму-ственно на основании этой схемы, смотря на то, что авторы статьи не зделяют некоторые из ее положений.

Структурное положение базит-гипербазитовых поясов. Детальной характеристике магматических формаций ре-она посвящены многие публикации, этому для тех формаций, которые оминаются в данной статье, приво-тся только их главные отличитель-е признаки. Названия и содержание рмаций даны в соответствии с ра-е опубликованной работой [3].

Сальнотундро-Колвицкая полоса анулитов, известная как синклиналь-я структура [12], или как Беломор-о-Лапландская мобильная зона гра-литов высокого давления [9], кон-олирует размещение пяти базит-ги-рбазитовых поясов, массивы кото-х принадлежат к трем формаци-м — анортозитовой, вебстерит-габбро-ритовой и габбро-лерцолит-вебстери-вой. Анортозитовая формация обра-ет здесь два пояса, проходящих вдоль аниц гранулитовой серии с внутрен-й стороны, длиной 90 и 160 км (ри-нок), шириной до 8 км. Северный яс включает семь, южный — пять упных массивов.

Основные сведения о телах анорто-тов северо-западной части гранули-вой серии содержатся в работах М. Шукевича, М. Г. Равича, Е. Н. Володина, Д. В. Полферова, А. В. Клоковой, Ю. К. Гуменного, Е. Г. Мининой и др. В Колвицких и Кандалакшских тундрах анортозиты описаны И. С. Ожинским, И. В. Моисеевым, З. А. Бурцевой, Е. Н. Володиным, М. М. Врачинской, Е. Д. Чалых и др. Почти все тела анортозитов пластинообразные, согласные, длиной от единиц до 50 км, мощностью от первых десятков метров до 3,5 км. Исключение составляют два изометричных массива Пыршинь-Уайвишь и Вул-Варака в северо-западной части гранулитовой серии. В составе пород резко преобладают различные по текстуре анортозиты. Габбро имеет ограниченное развитие и присутствует только в изометричных и наиболее крупных пластовых телах. Для всех пород формации характерны низкая магнезиальность, отсутствие ультраосновных членов и оливина. Металлогения — ванадий-титан-железная. Крупные скопления руд неизвестны, но рудопроявления, в том числе богатые, довольно многочисленны.

В Сальных тундрах в толще плагиогиперстеновых кристаллосланцев расположен 40-километровый пояс вебстерит-габбро-норитов, который в виде отдельных тел прослеживается вдоль южной границы гранулитов Сариселян-Тунтури к западу от р. Нота до Яврозера. Аналогичный пояс протяженностью около 100 км находится в гнейсодиоритах Сариселян-Тунтури на участке от Ловноозера до горы Лаукку. Есть основания полагать, что, кроме указанных, в пределах гранулитового поля Сариселян-Тунтури имеется еще ряд мелких поясов вебстерит-габбро-норитов, расположенных в его средней части. Количество тел в каждом из поясов исчисляется сотнями. Нередко они образуют макролинейность в гранулитах, имеют столбовидные, сигарообразные, лентоподобные и другие формы. Длина тел по склонению от долей метра до 1300 м, мощность от единиц сантиметров до 100 м и более (в раздувах). Состав пород полностью определяется названием формации. Характерная петрохимическая особенность вебстерит-габбро-норитов — комплементарность их с вмещающими основными гранулитами. Согласно Г. С. Йодеру и К. Э. Тилли

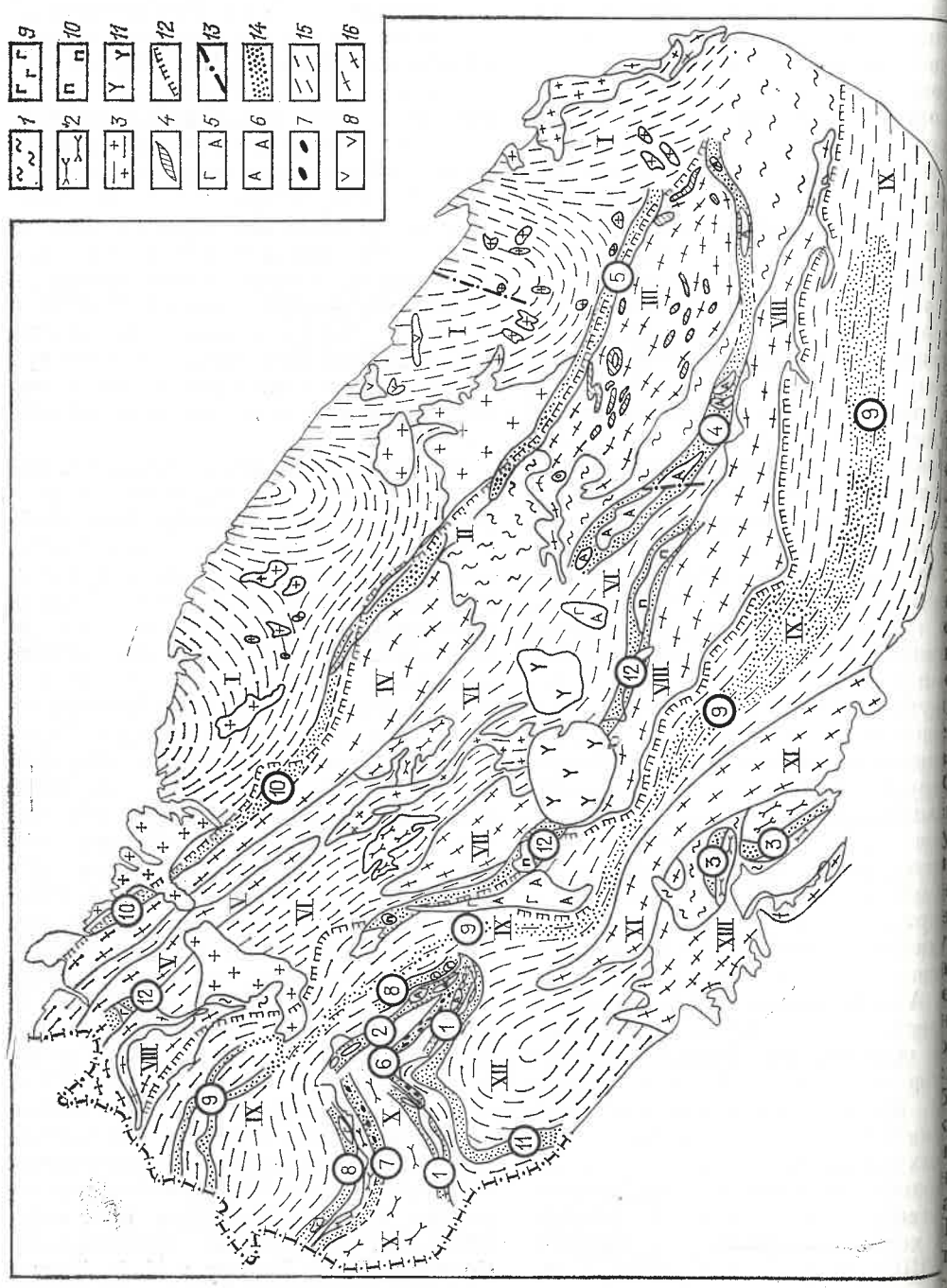


Схема базит-гипербазитовых поясов:

1 — архейские гнейсы, мигматиты, граниты в областях антиклинориев и срединных массивов; *2* — кислые, средние и основные гранулиты; *3* — граниты, гнейсограниты; *4* — стратиформные амфиболиты; *5* — габбро-анортозиты; *6* — анортозиты; *7* — вебстерит-габбро-нориты; *8* — габбро-долериты; *9* — габбро-лерцолит-вебстериты; *10* — перидотит-пироксенит-габбро-нориты; *11* — массивы щелочных пород; *12* — региональные тектонические зоны; *13* — разрывные нарушения; *14* — пояса базит-гипербазитов: 1—5 — анортозитов, 6—7 — вебстерит-габбро-норитов, 8 — габбро-лерцолит-вебстеритов, 9—11 — гипербазитов (9 — Терско-Нотозерский, 10 — Титовско-Воронинский, 11 — Нотозерский), 12 — перидотит-пироксенит-габбро-норитов; *15* — антиклинории, *16* — синклинории; тектонические структуры, по Л. Я. Харитонову [12]: I — Мурманский блок, II — Охмыльк—Лешая—Полмос, III — Кейвы, IV — Мурманско-Титовский синклинорий, V — Шонгуй-Кицкий синклинорий, VI — Центральнокольский антиклинорий, VII — Заимандровский синклинорий, VIII — Печенга—Имандра—Варзуга, IX — Терско-Нотозерский антиклинорий, X — Сальногундровский синклинорий, XI — Колвицкий синклинорий, XII — Кандалакшский антиклинорий, XIII — Енско-Лоухский синклинорий

0], эти магматиты относятся к на-
...ленным толеитам и соответственно
...номорфным признаком формации
...ляется отсутствие оливина, в том
...сле в нормативном составе. В ряде
...л независимо от их размеров отме-
...ется спорадическое медно-никелевое
...уденение. В одном случае оно имеет
...омышленное значение. По данным
... А. Виноградова вебстерит-габбро-
...риты представляют собой внутрико-
...вые анатектические образования ос-
...вного состава в зоне гранулитового
...таморфизма высокого давления [5].
К зоне сочленения гранулитов Саль-
...х тундр и Сариселян-Тунтури с по-
...дами Терско-Нотозерского антикли-
...рия приурочен пояс габбро-лерцо-
...т-вебстеритов протяженностью
0 км, в составе которого более 70 ин-
...узивных тел. Большинство их рас-
...ложено в юго-восточной части пояса
...жду массивами Застейд-II и Пыр-
...нуайвишь. Массивы изучались В. И.
...амоюшко, Д. В. Мурашовым, А. С.
...ахаровым, Н. В. Рямзиным, В. Н.
...ировым, В. С. Докучаевой, А. К.
...ковлевой, В. В. Борисовой. Крупные
...ла (Застейд-II) дискордантны, сло-
...ны оливинитами, лерцолитами, веб-
...ритами, габбро-норитами, габбро.
...типу магмы они относятся к оли-
...новым толеитам. Металлогеническая
...ецнализация — кобальт-медь-ника-
...вая. Установлено несколько рудо-
...оявлений, в том числе богатых суль-
...дных руд (массив Суэйнлагаш). Су-
...ственные скопления руд неизвестны.
...ученность крайне слабая.

Синклинорная структура Больших
...йв контролирует размещение еще
...ух поясов анортозитовой формации,
...ин из них — северный — был выде-
...н Л. Я. Харитоновым. Пояса протя-
...заются вдоль границы синклинали с
...рманским блоком на севере и Цен-
...льнокольским антиклинорием на
...е. Длина поясов 150 и 200 км, ши-
...на 4—8 (до 16) км. Они включают
...ло 20 интрузивных тел, морфологи-
...ки, по размерам и по составу по-
...бных сальнотундро-колвицким. Ха-
...стеристика пород и рудопроявлений
...а в работах Л. В. Соколова, И. В.
...збург, Б. М. Куплетского, К. О.
...атца, Б. А. Юдина и др.

Примерно по осевой зоне Терско-
...тозерского антиклинория на рас-
стояние около 500 км протягивается одноименный пояс гипербазитов. Ранее С. И. Заком [7] северо-западная часть пояса относилась к Аллареченскому поясу, а юго-восточная (от Сальных тундр до горла Белого моря) — к Южно-Имандра-Варзугскому. Оба пояса являются продолжением друг друга, а гипербазиты принадлежат, по С. И. Заку, к одной формации. Кроме того, согласно результатам поисково-съемочных работ, гипербазиты Стрельнинского купола по структурному положению, морфологии тел, минералогии и петрохимии пород аналогичны аллареченским. В связи с этим указанные пояса можно рассматривать в качестве одного Терско-Нотозерского пояса гипербазитов.

Вместе с тем многочисленные ультраосновные тела, расположенные между Аллареченским и Стрельнинским районами, почти не изучены, за исключением небольшой группы массивов Фалалей. Поэтому пока нет достаточных оснований считать все ультраосновные тела Терско-Нотозерского пояса генетически едиными образованиями. Граница пояса и степень насыщенности вмещающих пород гипербазитами также определены недостаточно достоверно.

Наиболее детально исследована северо-западная часть пояса, находящаяся в Аллареченском районе. Здесь он образует две ветви: северную и южную, соответственно длиной 18 и 22 км, шириной 1—2 и 3—4 км. Ветви размещены в одноименных крыльях Аллареченской антиклинали, а положение и морфология отдельных тел в локальном плане определяются геометрией мелких складчатых и купольных структур. Ветви включают более 200 интрузивных тел гипербазитов, которые описаны в многочисленных публикациях и фондовых работах в связи с наличием здесь медно-никелевых месторождений. Основные особенности геологии, состава и рудоносности аллареченских гипербазитов приведены в работах К. Д. Беляева, В. А. Горелова, В. И. Кочнева-Первухова, В. В. Проскурякова, С. И. Зака, В. С. Тихонова, Ю. Н. Яковлева, Ю. В. Гончарова и др.

В зоне сочленения Центральнокольского антиклинория с Мурманским

блоком, вдоль тектонического шва, разделяющего эти структуры, на расстояние 250 км от р. Титовка на северо-западе до структуры Колмозеро-Воронья, частично на юго-востоке этой структуры прослеживается Титовско-Воронинский гипербазитовый пояс [7]. В его северо-западной части, согласно Е. М. Бакушкину насчитывается около 30 массивов, содержащих шпинелевые перидотиты. Генезис шпинели в них окончательно не установлен.

На юго-западе Кольского п-ова Кандалакшский антиклинорий определяет структурную позицию Нотозерского пояса формации альпинотипных гипербазитов [4]. Его юго-восточная часть, протяженностью 40 км, включающая пять-шесть массивов, впервые была выделена А. М. Шукевичем под названием Серпентинитового пояса. В целом Нотозерский пояс имеет длину 150 км, ширину от 5 до 12 км; содержит более 100 интрузивных тел. В плане он дугообразной формы, и, подобно Аллареченскому поясу, располагается в крыльях и замковой части антиклинория. Структура последнего асимметрична, с пологим южным и крутым северным крыльями. В соответствии с этим тела, расположенные в южном крыле антиклинория (южная ветвь пояса), имеют форму протяженных маломощных силлоподобных залежей, погружающихся к юго-западу под углами 25—35°. Исключением является массив Терма-Тундра, форма которого остается неясной, так как он сильно деформирован в процессе складчатости. Мощность массива в наиболее раздутой части около 400 м.

В северном крыле антиклинория (северо-восточная ветвь пояса) размещены относительно крупные (12×0,7 км) линзообразные массивы, погружающиеся к северо-востоку под углом 60—70°. Впечатление о кольцеобразной форме массива Падос-Тундра сложилось в результате следующих обстоятельств. Массив погружается к северо-востоку. Восточный конец его захвачен западным крылом поперечной антиклинальной складки и отогнут к северу. Западная часть горы Падос-Тундра конусообразной формы, поэтому выходы пологолежащих слоев перидотитов и пироксенитов в западном конце массива имеют вид полуколец, наподобие образующихся при пере чении конуса пологонаклонной п скостью. Магматические слои в мас ве Падос-Тундра постепенно выпо живаются от почвы (60—70°) к кр ле (15—20°).

Массивы северо-восточной ветви рактеризуются весьма совершен первичной расслоенностью на дуни гарцбургиты и бронзититы, какой ни в одном из гипербазитовых поя Кольского полуострова, хотя сла дифференциация на слои в них ино наблюдается. Родоначальной маг для пород Нотозерского пояса слу высокомагнезиальный расплав, дов но богатый никелем (0,2—0,3 %), нако в виде самостоятельной ру фазы в породах присутствуют тол оксиды хрома и железа.

Кроме перечисленных выше, С Заком выделяется также крайне бо изученный Ковдоро-Кандалакш гипербазитовый пояс вдоль гран Беломорского и Кольского блоков Кандалакшского залива до горы ма-Тундра на северо-западе, где смыкается с Нотозерским поясом В составе его известно около 40 ин зивных тел, по морфологии и усл ям залегания аналогичных масс других гипербазитовых поясов.

С. И. Зак установил, что орие ровка гипербазитовых поясов согл генеральному простиранию криста ческих толщ Кольского полуостров главная закономерность размещ пород гипербазитовой формации ритории. Вместе с тем нельзя с ситься с отнесением всех гипер товых поясов к одной формации, никшей на ранней стадии геоси нального развития региона [7]. подтверждения этого приведем один пример. Малоизмененные базиты Аллареченского района чаются от подобных альпинот пород Нотозерского пояса не вдвое большей железистостью, шенным содержанием щелочей и миния, пониженным — магния. К того, для них характерна сульф медь-никель-кобальтовая специ ция [14] в отличие от окисной зо-хромовой металлогении альпин ных гипербазитов.

В зоне сочленения Центрально ского антиклинория с Печенгско

угской структурой на протяжении 60 км от горы Генеральская на севе о-западе до окончания Панских тундр а юго-востоке прослеживается пояс еридотит-пироксенит- габбро-норитов, ключающий восемь преимущественно рупных расслоенных массивов. Поро ы пояса изучались А. Н. Лабунцо ым, О. А. Воробьевой, Б. М. Куплет ким, позднее С. М. Рутштейном, Е. К. Козловым, В. А. Масленниковым, В. А. Ланевым, В. С. Докучаевой, В. В. Проскуряковым, Е. М. Бакушкиным др. В 1972 г. А. В. Барканов, Н. А. Золотовская и Ю. Г. Рабинович объ динили отмеченные выше тела в пе идотит-габбро-норитовую формацию, которая впоследствии получила назва ие перидотит-пироксенит-габбро-нори овая. Следует отметить, что интрузи ы карикяврского типа, расположен ые в северо-восточном обрамлении Печенги и отнесенные к габбро-гипер азитовой формации [2], обладают ядом особенностей, подобных тако ым перидотит-пироксенит-габбро-но итовой формации, и находятся с нею одном поясе. Для последнего в це ом характерны относительно крупные, асслоенные, дискордантные или со ласные, частью лополитоподобные те а, среди которых крупнейший бази овый массив Кольского полуостро а — Панские тундры (размеры выхо а 60×5 км). Средний состав магмы ля пород формации отвечает ненасы енным толеитам. Металлогеническая пециализация — кобальт-медь-нике евая. К поясу приурочены Мончегор кое месторождение и различные руд роявления.

Существуют разные мнения по во росу о возрасте гипербазитов Алла ченского района и базит-гипербази ов мончегорской группы. Одни иссле ователи аллареченские гипербазиты итают карельскими, другие, напроив, относят их к одним из наиболее ревних среди основных — ультраос овных пород Кольского полуострова [1]. Как уже отмечалось, положение ипербазитового пояса в Аллареченом районе контролируется одной из егиональных структур северо-запад ого направления — Аллареченской ан иклиналью. Эти структуры большин во геологов определяют как архей ие. Кроме того, в результате иссле дований установлено, что пластовые тела гипербазитов деформированы самыми различными по масштабам, разнонаправленными мелкими складками, а в последнее время получены данные о деформации гипербазитов также и купольными структурами [6], архейский возраст которых считается наиболее вероятным. Далее, гипербазиты на протяжении более 30 км наблюдаются в гнейсовом обрамлении Печенгской структуры с юга, но в породах Печенги они неизвестны, что также может указывать на докарельский возраст этих образований. С другой стороны, архейские гранит-мигматиты, секущие древнейшие базит-гипербазитовые комплексы Кольского полуострова, не воздействуют на аллареченские гипербазиты. Они пересечены лишь относительно редкими жилами пегматитов и гранитов. Следовательно, возраст их вряд ли более 2700 млн лет.

В последние годы возродилось представление о том, что гипербазиты являются комагматами стратиформных полевошпатовых амфиболитов. Одним из основных фактов, противоречащих этому представлению, служит то обстоятельство, что гипербазиты во времени отделены от амфиболитов эпохой мигматизации гнейсовых толщ.

Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация на всем своем протяжении контролируется зоной, а чаще даже швом, по которому сочленяются архейские образования Центральнокольского антиклинория с карельскими породами Печенгско-Варзугской структуры. Возраст пород Мончегорского плутона определяется от 2330 до 2450±50 млн лет. Все как будто бы говорит о раннекарельском возрасте формации. Однако пока не отмечено ни одного случая влияния массивов формации на имандра-варзугские породы, с которыми они находятся в тектоническом контакте, тогда как на кольские гнейсы это воздействие очевидно. Кроме того, в основании печенгской серии, перекрывающей массив горы Генеральская, имеются конгломераты с галькой пород массива [1]. Правда, на Печенге, как известно, разрез карелия неполный для всей зоны — в нем отсутствуют самые нижние толщи. Все эти факты однозначно пока не истолкованы, поэтому

возможно перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация имеет позднеархейский возраст, а внедрение магмы происходило по зоне региональных разломов (или разлому), по которым в дальнейшем развивался, как считают, раннекарельский рифт.

Итак, базит-гипербазитовые пояса последовательно развивались, начиная с раннего архея (вебстерит-габбро-норитовые) и до позднего архея или раннего карелия (нотозерские альпинотипные гипербазиты, перидотит-пироксенит-габбро-нориты). В плане они представлены фрагментарно либо протягиваются через всю территорию Кольского полуострова. Вместе с контролирующими их региональными структурами пояса деформированы разномасштабными поздними пликативными и разрывными нарушениями, при этом как пояса, так и их фрагменты наследуют генеральное северо-западное направление главных складчатых структур полуострова. Это является общей региональной закономерностью размещения не только гипербазитовых, но и целого ряда базитовых и базит-гипербазитовых формаций.

Пояса магматитов трассируют мобильно проницаемые зоны. При этом размещение отдельных поясов подчиняется не только линейным структурным элементам, но иногда соответствует общей геометрии региональных складок, вплоть до отдельных деталей их строения (Нотозерский пояс). По-видимому, это свидетельствует о том, что формирование и положение мобильных зон проницаемости для различных магматических масс также связано (а возможно, и обусловлено) с геодинамическим режимом образования региональных северо-западных пликативных структур. Существование разновозрастных спаренных поясов вблизи границ гранулитовой серии (анортозитового и габбро-лерцолит-вебстеритового, анортозитового и юго-восточной части Нотозерского гипербазитового) указывает на неоднократную активизацию некоторых мобильных зон проницаемости, в результате которой зоны, оставаясь в близких границах по латерали, значительно меняли глубину, будучи проводниками столь различных по составу магм. При этом преобладали случаи, когда зоны, расположенные на границах контра ных структур, служили путями вн рения базальтовых и высокоглинозем стых магм, иногда с наложением них на другие. Зоны же, подчинен морфологии антиклинальных гней вых структур, включают гипербази вые пояса, для которых подобное ложение неизвестно.

Приведенные данные не противо чат выводу Л. Я. Харитонова о т что современные структуры Кольск полуострова наследуют главные хейские структурные формы и что, роятно, с момента завершения фор рования главных деталей генеральн структурного плана региона и до стоящего времени в его пределах происходило существенного гори тального движения блоков. Послед щие деформации сопровождал здесь подновлением мобильно пр цаемых зон, образованием различ внутриплитных складок более высо порядков, чем первичные, разрыв нарушений и надвигов.

В заключение отметим, что из 12 речисленных поясов четыре никеле ные. К трем из них приурочены мышленные месторождения, к о му — ряд проявлений вкрапленны жильных сульфидных руд. Местор дения и отдельные рудопроявлени тально изучены, пояса же в целом бы в среднем масштабе остаются чти не исследованными ни в струк ном, ни в геофизическом, ни в ге мическом отношении. В настоящее мя они выделяются преимуществ на петрологической основе, в како мере увязанной с общим структур положением. Однако именно это жение рассматривается разными следователями неоднозначно, что лает актуальным всестороннее и дование базит-гипербазитовых по и прежде всего никеленосных в среднемасштабного прогнозиров поисков скрытых медно-никелев других месторождений.

Существенно также то, что ка ни сложились наши представле первичной природе гнейсов, ст формных амфиболитов и других сталлических толщ, необходимо тывать, что в условиях докембри тектонических режимов они мог ности себя подобно фанерозойским

информным образованиям. В них возникали деформации, сходные с теми, которые определяли закономерности размещения магматических комплексов в более молодых (фанерозойских) геологических образованиях. С учетом последующей длительной истории развития региона в ряде случаев такие закономерности в докембрии, по-видимому, могут быть выявлены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакушкин Е. М., Ахмедов А. М.* Базальные конгломераты Печенгского комплекса района г. Генеральской//Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 70—77.
2. *Бакушкин Е. М.* Некоторые геологические особенности Карикявврских никеленосных массивов (Кольский полуостров)//Сов. геология. 1983. № 3. С. 52—66.
3. *Базит-гипербазитовый* магматизм Кольского полуострова и его металлогения/ Г. И. Горбунов, Л. А. Виноградов, С. И. Макиевский, Ю. Н. Яковлев//Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л., 1982. С. 82—92.
4. *Виноградов Л. А.* Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова//Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971. С. 147—153.
5. *Виноградов Л. А.* Палингенные нориты и пироксениты зоны гранулитовой фации метаморфизма//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 62—69.
6. *Ежов С. В., Роненсон Б. М.* Закономерности размещения богатых медно-никелевых руд в Аллареченском районе Кольского полуострова.— М.: ВИНИТИ, 1982.
7. *Зак С. И.* Гипербазитовая формация Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1980.
8. *Загородный В. Г., Радченко А. Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова.— Л.: Наука, 1983.
9. *Земная* кора восточной части Балтийского щита/Отв. ред. К. О. Кратц.— Л.: Наука, 1978.
10. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
11. *Петрология* и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Карело-Кольского региона/Отв. ред. Т. Н. Иванова.— Апатиты: КФАН СССР, 1985.
12. *Харитонов Л. Я.* Тектоника//Геология СССР. Т. XXVII. Ч. I. М., 1958. С. 548—614.
13. *Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П.* Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Востока СССР и Восточной Сибири)//Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969. С. 47—64.
14. *Яковлев Ю. Н., Яковлева А. К.* Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд.— Л.: Наука, 1974.

Принята редколлегией 30 января 1989 г.

УДК 553.896.422.6(571.17)

© Б. В. Дроздов, 1990

Нефелиновые интрузивные и эффузивные породы Кузнецкого Алатау

Б. В. ДРОЗДОВ

30—50-е годы месторождения нефелиновых пород в рассматриваемом регионе изучались по мере открытия. Их формационная принадлежность зачастую определялась по сонахождению с породами разных интрузивных комплексов, что нашло отражение в обобщающей работе В. Н. Довгаля, В. А. Широких [1]. Этим объясняется и «никальность» территории по количеству выделяемых возрастных уровней проявления нефелиновых пород (до 4) и отсутствие единства во взглядах на их тектоническую приуроченность, последовательность образования и генезис.

В настоящее время в регионе известно около 150 месторождений нефелиновых эффузивных и интрузивных пород, взаимоотношения которых друг с другом и породами рамы говорят об определенной последовательности их образования, идентичности эволюции их интрузивного и эффузивного рядов и общей специфике тектонического контроля (табл. 1).

Дотералитовое образование уртитов подтверждается на примере Кия-Шалтырского месторождения [2] однозначным фактическим материалом: интрузия тералитов срезает тело уртитов в плане и разрезе и внедряется в него по трещинам (рис. 1, *а*); все жильные производные тералитов пересекают уртиты и их жильную фацию, фактов обратных взаимоотношений со времени выявления месторождения не зафиксировано; тералиты и сопровождающие

1. Производные девонского щелочного магматизма Кузнецкого Алатау

Интрузивный ряд			Эффузивный ряд	
Интрузивные фазы	Жильные фации*	Контактовые изменения	Эффузивные комагматы	Субвулканиче образовани
Уртиты, ийолиты (неправильные тела, дайки)	Микроийолиты, ийолит-порфиры (дайки) Ийолиты жильные	Маломощные (метры) оторочки роговиков, слабое скарнирование (существенно гранатовые скарны)	Нефелиниты (?)	Уртит-порф ры (силлы)
Нефелиновые габбро и тералиты** (разновеликие штоки и неправильные тела)	Титанавгитовые диабазы Камптониты Тералитовые порфириты Диабазы роговообманковые	Широкое ороговикование (десятки метров) с образованием титанавгита, шпинели и гранат-везувиановых скарнов, иногда с мелилитом и нефелином	Нефелиниты, лабрадоровые тефриты	Соответств щие эффуз вам трещи ные выпол ния
Нефелиновые монцониты (штоки, неправильные тела)	Нефелин-монцонитовые порфириты Нефелиновые сиениты ($Na_2O : K_2O \approx \approx 3 : 1$)	Площадная нефелинизация и (или) альбитизация, образование кальцифиров, метасоматических плагиоклазовых ийолитов	Андезиновые и монцонитовые тефриты	Берешиты (силлы)
Нефелиновые сиениты ($Na_2O : K_2O \gtrless \gtrless 1$, штоки, неправильные тела)	Нефелиновые сиениты, нефелиновые сиенит-порфиры (дайки, жилы) Тингуаиты	Локальная (сантиметры) экзоконтактовая нефелинизация, альбитизация	Фонолиты	Фонолиты (силлы, д
Щелочные сиениты, сиенит-порфиры, микросиенит-порфиры (дайки, мелкие штоки, жилообразные тела). Выделение интрузивной фазы и жильных фаций затруднено		Слабая локальная альбитизация	Трахиты, кварцевые трахиты	Трахитов порфиры нит-порф (дайки, иногда н вильные ки с эру ной брек

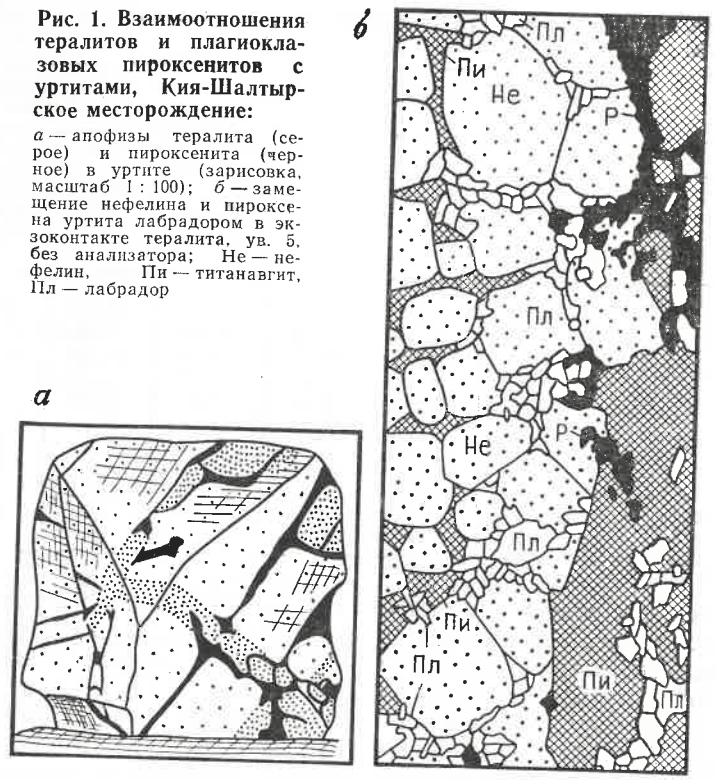
* Для каждой фазы жильные производные приводятся в порядке внедрения.
** В некоторых массивах отмечаются самостоятельные последовательные интрузии (подфазы) товых и трахитоидных нефелиновых габбро и тералитов.

их эндоконтактовые плагиоклазовые пироксениты, возникшие после тералитов, но до внедрения жильной фации, активно воздействуют на уртиты, способствуя превращению их в габбро [2, 3]. При этом нефелин уртитов замещается лабрадором, что наблюдается и визуально, и под микроскопом (рис. 2; см. рис. 1, *б*). Габброизация уртитов сопровождается значительным выносом щелочей и отчасти глинозема, привносом кремнезема, оксидов кальция, магния, железа, т. е. происходит выравнивание состава габ зирующихся уртитов и тералитов. же время даже слабо проявлени экзоконтакте нефелиновых сие нефелинизация тералитов сопров ется привносом в тералиты щело выносом оксидов кальция и м (табл. 2).

Сторонники гипотезы образо тералитов в результате нефели ции габбро (Е. Д. Андреева, 19 качестве единственного доказате ва приводят наблюдающуюся в

Рис. 1. Взаимоотношения тералитов и плагиоклазовых пироксенитов с уртитами, Кия-Шалтырское месторождение:

а — апофизы тералита (серое) и пироксенита (черное) в уртите (зарисовка, масштаб 1 : 100); *б* — замещение нефелина и пироксена уртита лабрадором в экзоконтакте тералита, ув. 5, без анализатора; Не — нефелин, Пи — титанавгит, Пл — лабрадор



итах коррозию плагиоклаза нефели- ом. Однако широко распространены айки бесспорно магматических тера- итовых порфиритов, а также одновоз-астные эффузивные аналоги терали- ов — лабрадоровые тефриты. К тому е раскристаллизация минералов в те- алитах в порядке плагиоклаз — оли- ин — пироксен — нефелин свидетель- твует о кристаллизационной дифференциации, когда вследствие «плагиоклазового» и «пироксенового» эффек- ов накапливается высокощелочной статок. Последний на заключительной стадии раскристаллизации терали- ов вступает в реакцию с плагиокла- ом и корродирует его, используя со- ветствующее количество кремнезе- а и глинозема на постройку нефели- овой молекулы [3; А. И. Чепуров, С. Шацкий, О. С. Покачалова, Г. Лаврентьев, 1975].

Нефелиновые монцониты ранее име- вались тералит-сиенитами, полево- патовыми ийолитами или уртитами даже метасоматическими полево- патовыми уртит- или ийолит-фенита- . Во всех наблюдавшихся нами слу- аях они имеют четкие рвущие контак-

Рис. 2. Замещение нефелина (белое) в ксенолите уртита в пироксените лабрадором (серое); черное — пироксен (полированный образец, нат. вел.)

ты и свою жильную фацию. В пределах Тулуюльского и Петропавловского месторождений нередко отмечается цементация тектонической брекчии кембрийских габброидов нефелиновыми монцонитами. Различаются нефелиновые монцониты олигоклазовые, с ано-

2. Изменение химического состава пород на контактах уртит—тералит и нефелиновый сиенит—тералит

Компоненты	Кия-Шалтырское месторождение						Месторождение на р. Малый Кийский Шалтырь		
	Уртиты			Габбро-пироксенит	Тералиты		Нефелиновый сиенит	Нефелинизированный тералит	Тералит неизмененный
	в 5 м от пироксенита	в 0,3 м от пироксенита	ксенолит в пироксените		в 0,5 м от пироксенита	в 3 м от пироксенита			
SiO_2	40,31	40,07	44,26	46,24	44,82	43,92	55,06	48,17	46,8
TiO_2	0,42	0,45	1,36	1,54	1,01	0,91	0,08	0,65	0,8
Al_2O_3	29,36	28,69	19,2	12,73	19,54	19,20	23,58	22,01	21,3
Fe_2O_3	0,62	1,09	1,2	1,43	0,26	1,61	3,26	3,02	2,6
FeO	3,45	4,29	6,1	6,61	5,93	7,3	1,22	5,33	5,4
MnO	0,09	0,1	0,07	0,16	0,11	0,17	0,1	0,19	0,1
MgO	1,31	3,22	5,05	8,42	5,41	6,21	0,4	1,68	4,4
CaO	6,69	5,85	16,85	18,95	16,75	14,99	0,99	7,49	12,8
Na_2O	11,44	7,66	2,10	0,42	1,83	1,83	9,21	6,50	3,0
K_2O	2,6	1,88	0,77	0,18	0,78	0,51	3,74	1,92	0,4

мально-повышенным содержанием калия (Тулуюльское месторождение) и двуполевошпатовые (Горячегорское и Петропавловское месторождения). Те и другие содержат до 10 % оливина.

Отношение $Na_2O : K_2O$ нефелиновых сиенитов варьирует в пределах от >3 до <1 (табл. 3). Часть из них с отношением $Na_2O : K_2O > 2$ является, вероятно, производной интрузии нефелиновых монцонитов, с массивами которых они сопряжены по латерали. Среди полевых шпатов в них преобладают альбит — альбит-олигоклаз, ре-

же распространен натровый ортокла встречается оливин. Безоливиновые н фелиновые сиениты с переменным о ношением $Na_2O : K_2O$ (от <2 до $\geqslant$ содержащие калишпат, по-видим му, — дифференциаты эволюционир ющего глубинного очага. Они час образуют самостоятельные штоки собственной жильной фацией. Взаим отношения между двумя выделенн ми группами нефелиновых сиенитов наблюдались.

Редкие дайки и жилообразные те щелочных сиенитов и аплитовидн

пород — последние представители в ряду щелочных дифференциатов. Они характерны для многофазных Кия-Шалтырского и Горячегорского массивов.

Последовательность эффузивных магматов (см. табл. 1) детально изучена на Батанаюльском месторождении, разрез щелочных эффузивов которого уникален для Кузнецкого Алатау по своей непрерывности и полноте. Согласно разбуренным профилям, вскрывающим щелочные эффузивы вкрест простирания (рис. 3), в разрезе снизу вверх выделяются следующие пачки*.

1. Нефелинитовая пачка ($\geqslant$200 м). Преобладают ($>$45 %) различные базальтовые порфириты с частой вкрапленностью мелкотаблитчатого ($<$0,5 см) лабрадора. Нефелиниты с крупными (до 2 см в поперечнике) вкрапленниками-кристаллами замещенного** нефелина (до 25 %),*** а иногда и титанавгита ($<$5 %) занимают около 35 % разреза пачки. В равной степени ($<$7 %) распространены мелковкрапленные, до афировых, нефелиновые базальты (нефелина $<$10 %) и крупновкрапленные лабрадоровые тефриты. Широко проявлены лито-, кристаллокластические туфы (до 6 %), изредка ($\geqslant$1 %) отмечаются прослои туфопесчаников мощностью до первых метров. В основании разрезов в качестве первых нефелинсодержащих излияний зафиксированы нефелиниты или нефелиновые базальты. Для каждого потока нефелинитов характерна относительно хорошая раскристаллизация нижней части, резко выраженная миндалекаменность и литоидность основной массы в висячем боку, наличие лавобрекчий в кровле. Их раскристаллизованные разности имеют нефелинитовую структуру основной массы, почти не содержат плагиоклаз, а количество нефелина, включая нефелин вкрапленников, достигает 50—60 %.

2. Пачка крупновкрапленных лабрадоровых тефритов (175 м) наиболее выдержана по мощности, состоит более чем из 30 потоков. Во вкрапленниках — нефелин (15—20 %) до 1 см в поперечнике и таблитчатый лабрадор (5—10 %) до 1,5×1×0,2 см. Крайне редки линзочки туфов, отдельные потоки андезибазальтовых и трахибазальтовых порфиритов.

3. Пачка переменной мощности (50—125 м) крупновкрапленных тра-

* Пачка — совокупность потоков одного или нескольких петротипов. Мощность потока колеблется от <1 до >10 м и составляет обычно первые метры.

** Как и во всех нефелинсодержащих эффузивах месторождения.

*** Здесь и далее в % от массы породы.

3. Химические составы интрузивных пород основных месторождений щелочно-габброидного комплекса Кузнецкого Алатау

Компоненты	р. Подтайга	Кия-Шалтырское							Горячегорское			Тулуюльское			Петропавловское		Кургусульское	Буланкульское	Гора Сокол	
	Уртит-порфир (1)	Уртит (2)	Микроийолит (3)	Тералит пойкилитовый (4)	Тералит трахитоидный (5)	Нефелиновый сиенит (6)	Щелочной сиенит (7)	Кварцевый сиенит (8)	Лейкотералит (9)	Нефелиновый монцонит (10)	Нефелиновый сиенит (11)	Нефелиновый монцонит андезиновый (12)	Нефелиновый монцонит олигоклазовый (13)	Нефелиновый сиенит (14)	Нефелиновый монцонит (15)	Нефелиновый сиенит (16)	Нефелиновые сиениты (17—19)			Псевдолейцитовый сиенит (20)
SiO_2	41,78	40,32	41,18	44,55	45,92	51,7	63,59	71,4	42,52	48,34	53,48	43,51	48,1	53,73	44,93	52,99	50,45	56,03	53,97	54,88
TiO_2	0,48	0,4	1,01	1,23	1,59	0,68	0,13	0,3	0,86	0,48	0,46	—	0,28	0,31	0,69	—	0,35	0,73	0,23	0,31
Al_2O_3	26,16	27,88	18,49	19,28	20,81	20,91	19,45	15,0	21,79	21,69	19,06	21,8	24,48	21,64	20,26	20,05	22,23	20,0	21,66	21,86
Fe_2O_3	3,25	1,33	4,35	2,26	3,14	2,26	2,36	0,0	4,42	4,89	5,38	7,63	1,67	2,87	2,78	6,76	2,39	1,6	1,4	2,68
FeO	3,18	3,12	8,36	6,88	5,86	5,37	1,52	2,0	6,2	4,29	3,8		3,46	4,2	5,78		3,78	3,57	3,14	2,01
MnO	0,12	0,08	0,26	0,16	0,13	0,17	0,07	0,0	0,17	0,17	0,3	—	0,12	0,15	0,16	—	0,16	0,11	0,37	0,19
MgO	1,25	1,55	2,35	5,55	4,33	1,1	1,01	0,3	1,5	0,78	0,14	2,25	0,93	0,7	1,55	1,0	1,33	1,19	0,22	1,33
CaO	5,42	7,79	12,12	13,63	11,88	3,86	0,42	0,2	9,04	5,05	2,52	8,87	4,41	3,13	7,14	2,78	4,61	3,2	2,00	1,84
Na_2O	10,34	10,56	6,12	3,47	3,37	7,53	8,62	6,5	6,17	9,16	8,12	8,17	8,65	8,76	6,02	5,06	7,52	6,24	5,15	3,2
K_2O	2,85	2,94	2,26	0,82	0,79	3,55	2,86	2,7	1,37	2,2	4,53	2,38	2,27	3,66	2,67	4,83	4,8	5,61	7,8	9,19
$Na_2O : K_2O$	3,63	3,59	2,71	4,23	4,26	2,12	3,01	2,3	4,50	4,16	1,79	3,43	3,81	2,39	2,25	1,05	1,57	1,11	0,66	0,35

Примечание. Цифры в скобках: 1 — анализ В. Н. Маркова, 7—8 — автора, 2—6 и 9—20 — статистические по неопубликованным данным автора, Н. А. Бурухина, В. А. Курепина, И. И. Заболотниковой, а также И. К. Баженова (1963) и В. Л. Хомичева (1975).

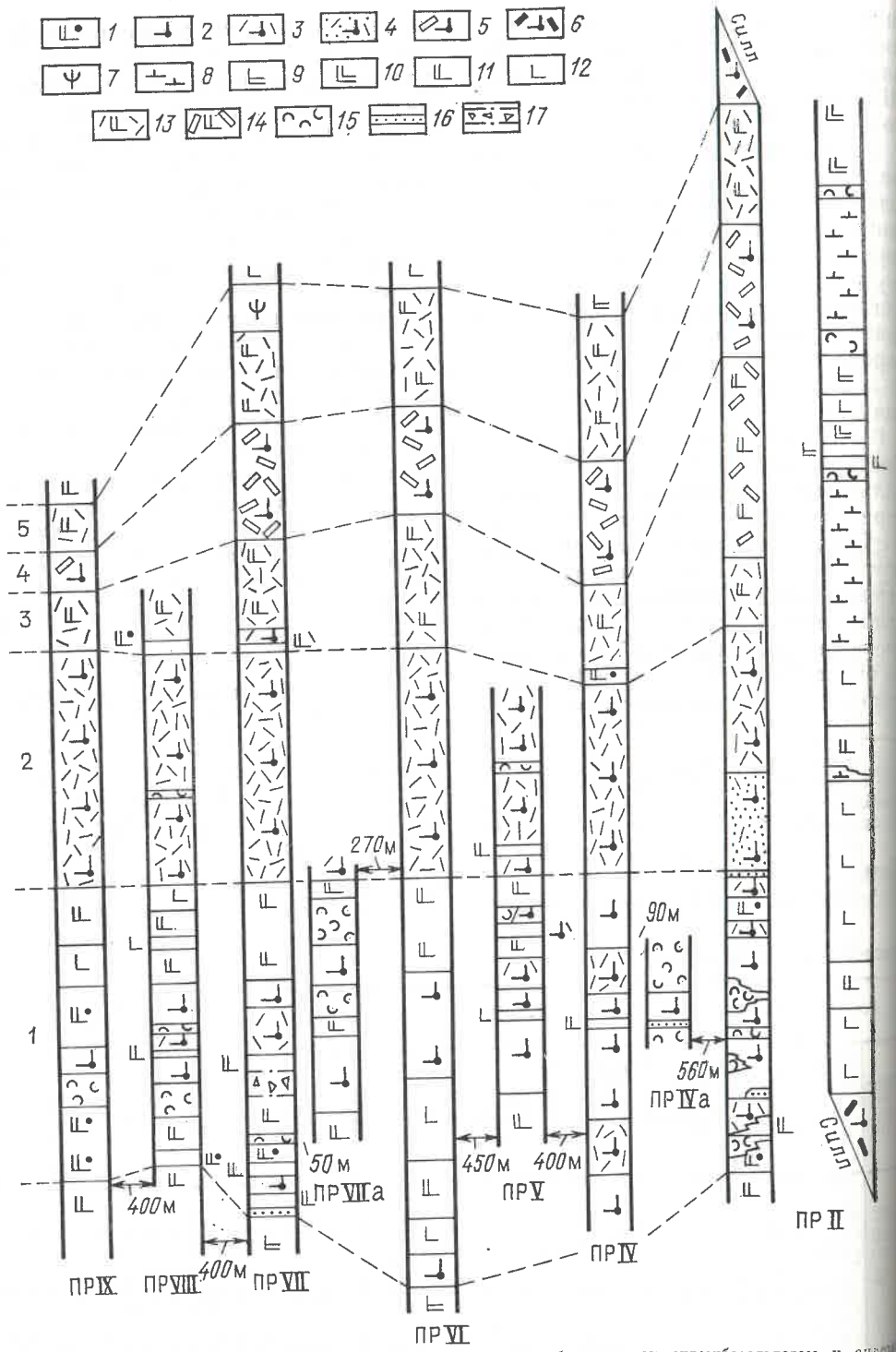


Рис. 3. Разрезы щелочных эффузивов по профилям Батанаюльского месторождения:

1 — нефелиновые базальты; *2* — нефелиниты; лабрадоровые тефриты: *3* — с частой, *4* — редкой вкрапленностью плагиоклаза; андезиновые тефриты: *5* — эффузивные, *6* — субвулканические; *7* — фонолиты; *8* — трахиты; базальтовые порфириты с вкрапленностью: *9* — пироксена, *10* — пироксена и плагиоклаза; *11* — базальтовые и андезибазальтовые порфириты с частой мелкой вкрапленностью плагиоклаза; *12* — афировые базальтоиды; андезибазальтовые и андезитовые порфириты: *13* — крупнопорфировые, *14* — мелкопорфировые; *15* — туфы; *16* — прослои туфоалевролитов, туфогравелитов; *17* — выветрелые катаклазированные породы; эффузивные пачки: 1 — нефелиновая, 2 — лабрадоровых тефритов, 3 — трахибазальтовых и трахиандезибазальтовых порфиритов, 4 — андезиновых тефритов, 5 — трахиандезитов — фонолитов; ПР IX — разведочный профиль и его номер; вертикальный масштаб колонок 1 : 5000

хибазальтовых и трахиандезибазальтовых порфиритов, с единичными потоками нефелиновых базальтов и лабрадоровых тефритов в основании. В восточной части месторождения мощность пачки резко возрастает до 200 м, причем ее верхние 150 м сложены мегапорфировыми разностями с толстотаблитчатыми (до 3×1,5×0,5 см) вкрапленниками зонального плагиоклаза (>10 %) с лабрадоровым ядром и андезиновой каймой. В апикальной части пачки иногда прослеживаются прослойки туфов.

4. Пачка исключительно андезиновых тефритов с мегавкрапленниками (20 %) до 3×0,8×0,7 см зонального плагиоклаза с лабрадоровым ядром и андезиновой, иногда олигоклазовой каймой и крупных (до 1 см) кристаллов нефелина (15 %). Мощность пачки изменяется от 90—100 м на восточном фланге месторождения до 30 м на западном. На участке максимальной мощности пачка представлена шестнадцатью потоками.

5. Пачка трахиандезитов — фонолитов по мощности аналогична предыдущей. Трахиандезитовые порфириты — крупнопорфировые породы с вкрапленниками таблитчатого андезина (10 %), в основной массе иногда появляются калиевые полевые шпаты. Фонолиты образуют несколько потоков мощностью около 40 м по профилю VII (см. рис. 3). В фонолитах отмечаются мелкие (<0,5 см) вкрапленники калиево-натриевого полевого шпата и нефелина. В случае раскристаллизации основная масса имеет фонолитовую структуру.

Пачка трахиандезитов — фонолитов завершает толщу щелочных эффузивов, средняя суммарная мощность которой около 600 м. Максимальные мощности слагающих ее пачек и минимальное замещение в разрезе нефелиновых эффузивов безнефелиновыми отмечаются в восточной части месторождения по профилю II*. В 5 км к северо-западу на этом же уровне встречены лишь три горизонта (20—40 м) лабрадоровых тефритов, составляющих с переслаивающими их мелковкрапленными базальтоидами и туфами пачку мощностью около 160 м.

Ниже толщи щелочных эффузивов развиты в основном различные базальтовые мелкопорфировые или афировые порфириты мощностью более 1000 м. Туфы здесь редки (≪1 %), обломочные осадочные породы не обнаружены. Базальтовые порфириты залегают на нижнедевонских базальных конгломератах и красноцветных песчаниках без примеси вулканогенного материала.

Выше пачки трахиандезитов — фонолитов наблюдаются мелковкрапленные или афировые базальтовые, андезибазальтовые и андезитовые порфириты. Здесь также редки туфы, обычно приуроченные к трахитам. Первые излияния трахитов установлены в разрезе приблизительно в 300 м и более от пачки трахиандезитов — фонолитов и проявляются еще выше по разрезу (см. рис. 3). Их выходы в плане нередко имеют линзовидную форму с отношением длинной и короткой осей в пределах 4—8. Здесь же встречаются дайки и небольшие тела субвулканических трахитов, микросиенитов и сиенит-порфиров с кварцем и без него. Они внедряются в базальтоиды, щелочные эффузивы, иногда эффузивные трахиты и в свою очередь прорываются дайками диабазовых порфиритов. В телах субвулканических трахитов отмечаются участки эруптивных брекчий с трахитами и базальтоидами в обломках.

Учитывая характер излияний, их фациальную изменчивость, структурно-петрографические особенности, распространенность туфов и другие признаки, можно полагать, что вулканические извержения в раннем — среднем девоне имели резкое (катастрофическое) начало, а образование базальтовых порфиритов происходило в условиях быстрого подъема высокотемпературной магмы с дегазацией ее уже на поверхности. Их отдельные потоки прослеживаются на многие километры без заметных изменений, имеют пологое (до субгоризонтального) моноклинальное залегание, что говорит о трещинном характере излияний в обстановке высокой тектонической активности и общего растяжения.

С приближением (в разрезе) к нефелинитовой пачке в базальтовых порфи-

*В 150 м восточнее толща перекрыта пойменными отложениями.

4. Химический состав нефелинов из пород щелочно-габброидного комплекса

Компоненты	Кия-Шалтырское месторождение					Горячегорское месторождение	Кургусульское месторождение
	Уртит (1)	Ийолит (2)	Микроийолит (3)	Тералит (4)	Тералитовый порфирит (5)	Нефелиновый монцонит (6)	Нефелиновый сиенит (7)
SiO_2	40,20	41,0	40,80	43,60	44,26	45,92	48,97
TiO_2	0,31	0,01	0,02	0,03	0,13	Следы	—
Al_2O_3	33,21	32,96	33,41	33,14	33,24	34,69	29,31
Fe_2O_3	0,88	0,72	0,43	0,14	0,48	1,33	0,11
FeO	0,11	0,07	0,14	0,24	0,29	0,59	0,35
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,09	—	—
MgO	0,08	0,05	0,42	—	0,10	—	—
CaO	3,07	2,79	1,96	6,88	3,08	2,96	1,81
Na_2O	15,74	15,59	16,14	11,10	6,40	10,19	12,16
K_2O	4,31	5,24	5,51	2,95	4,60	1,98	5,68

Примечание. Цифры в скобках: 1—5 — данные автора, 6 — И. К. Баженова (1963), 7 — Р. В. Ивашкиной (1963).

ритах отмечается повышение содержания щелочей, глинозема и кремнезема, что проявляется в образовании большого количества вкрапленников плагиоклаза. Последнее, кстати, свидетельствует о замедлении подъема магмы и возникновении многочисленных центров кристаллизации еще до излияния. Замедление скорости подъема магмы (падение тектонической активности) способствовало, вероятно, частичной задержке ее в разрывных структурных ловушках и образованию дополнительных (промежуточных) очагов дифференциации, предопределивших формирование последующей толщи щелочных эффузивов и их интрузивных комагматов. По крайней мере, в период формирования нефелинитовой пачки одновременно существовали самостоятельные очаги излияния безнефелиновых и нефелинсодержащих базальтоидов (см. рис. 3), фациально замещающих друг друга по латерали. И если безнефелиновые базальтоиды покрывают обширные территории, то излияния нефелинсодержащих разностей отличаются локальностью, относительно бо́льшей эксплозивностью и перерывами, вплоть до накопления прослоев красноцветных туфопесчаников. Заключительные дифференциаты промежуточных очагов — трахиты, причем вязкая высококремнистая магма обусловливает еще большую ограниченность лавовых построек и развитие разновеликих субвулкан ческих тел.

Генеральное направление эволюци химизма интрузивного и эффузивно комагматичных рядов идентично. Ка дая очередная пачка щелочной эфф зивной толщи и каждая очередная ф за щелочно-габброидного комплек отличается от предыдущих увелич ем содержания кремнекислоты и су мы щелочей. Эта общая законом ность эволюции щелочного магмат ма в изученном регионе отражает также в возрастании количества кре некислоты в нефелинах последовате ных фаз внедрения (табл. 4). При эт содержание кремнекислоты и щелоч в породах конкретных вулканичес очагов и интрузий может варьиров но относительное повышение кремн кислоты и щелочей в процессе ди ференциации конкретного очага и интрузии закономерно. Отчасти на шают эту закономерность уртиты (пе вая интрузивная фаза) — наиме кремнекислые, но одновременно и сокощелочные породы. Их образо ние происходило, возможно, при кальных задержках нефелинито магмы на глубине и раскристалли ции ее в замкнутой системе с накоп нием щелочей и глинозема, тем бо что в период формирования нефели товой пачки излияния магмы им резко прерывистый характер (см. 3), что указывает на снижение ин

5. Накопление кремнезема и щелочей в относительно более замкнутых системах в парах одноочаговых и субодноочаговых образований

Компоненты	Батанаюльское месторождение		Месторождение Андрюшкиной речки	Горячегорское месторождение
	Андезиновые тефриты			
	эффузивные	субвулканические (силл)	Берешиты (силл)	Нефелиновые монцониты
SiO_2	50,86	51,79	45,64	48,34
TiO_2	0,61	0,28	0,59	0,48
Al_2O_3	20,14	22,99	22,45	21,69
Fe_2O_3	4,32	3,83	5,23	4,89
FeO	2,91	2,95	3,38	4,29
MnO	0,16	0,14	0,25	0,17
MgO	1,5	0,5	1,20	0,78
CaO	3,74	2,73	4,61	5,05
Na_2O	5,74	7,42	7,66	9,16
K_2O	3,28	3,96	2,35	2,20
Количество анализов	30	2	30	14

сивности тектонических подвижек и их пульсирующее проявление. Тенденция же ощелачивания при раскристаллизации в относительно более замкнутой системе наблюдается при сравнении одноочаговых эффузивных и субвулканических андезиновых тефритов, субодноочаговых субвулканических берешитов и нефелиновых монцонитов (табл. 5). К тому же существуют субвулканические уртит-порфиры (р. Подтайга), а дайки микроийолитов Кия-Шалтырского месторождения по химизму практически аналогичны нефелинитам.

Внутри пачек щелочных эффузивов определенной закономерности в дифференциации не отмечается. Переменные значения отношения $Na_2O : K_2O$ (>1 или <1) в последовательных излияниях одного магматического очага позволяют объяснить появление в масштабах целого региона фонолитов и нефелиновых сиенитов, трахитов и щелочных сиенитов, в которых отношение $Na_2O : K_2O$ изменяется от >1 до <1 (табл. 6; см. табл. 3). Следовательно, существенно натриевые, калиевые и промежуточные разности эффузивных и интрузивных нефелиновых пород не разновозрастные образования, а генетически связанные дифференциаты девонского щелочного магматизма.

Формационное единство нефелиновых пород подтверждается и спецификой их тектонического контроля — приуроченностью к глубинным разрывным нарушениям периода девонской активизации. Как показывают результаты дешифрирования космических снимков и специализированных полевых исследований эти нарушения имеют четкий сдвиговый характер (левосторонние сдвиги) и проявляются в условиях растяжения с развитием впадин и грабенов (рис. 4). Амплитуда сдвигов колеблется от 500—700 м (Тулуюльское месторождение) до 1800 м (Кия-Шалтырское и Горячегорское месторождения). Сдвиговые нарушения, возникшие более чем через 100 млн лет после завершения складчатости и формирования батолитов, являются наложенными (эпиплатформенными). Контролируемые ими щелочные интрузии как производные глубинного магматизма индифферентны к структурам геосинклинального этапа и прорывают додевонские образования и низы девонской эффузивной толщи. При этом интрузивные и эффузивные комагматы нередко приурочены к одним и тем же разломам, что свидетельствует о их несомненном структурно-генетическом родстве.

6. Химический состав нижне-среднедевонских эффузивных пород района Батанаюльского месторождения

Компоненты	Батанаюльское месторождение																			
	Пачки щелочных эффузивов																			
	Оливиновый базальтовый порфирит (1)	Базальтовый порфирит (2)	нефелинитовая					лабрадоровых тефритов		трахиандезибазальтовых порфиритов				андезиновых тефритов	трахиандезитов — фонолитов			Трахиты (18—19)		Правобережье р. Урюп, у д. Солдаткино
			Нефелиновый базальтовый порфирит (3)	Лабрадоровый тефрит (4)	Нефелинит (5)	Лабрадоровый тефрит (6)	Трахиандезибазальтовый порфирит (7)	Лабрадоровые тефриты: редковкрапленный (8)	Лабрадоровые тефриты: густовкрапленный (9)	Нефелиновый андезибазальтовый порфирит (10)	Трахиандезитовый порфирит (11)	Щелочные андезитовые порфириты (12—13)		Андезиновый тефрит (14)	Шелочной андезитовый порфирит (15)	Фонолиты (16—17)				Трахит (20)
SiO_2	44,68	45,43	41,86	43,86	42,45	46,25	47,07	46,6	48,08	50,26	50,49	47,6	47,52	50,86	54,93	53,06	51,72	65,24	63,48	64,35
TiO_2	1,32	1,29	1,35	1,21	0,91	0,76	1,15	0,73	0,81	0,97	1,00	1,06	1,08	0,61	0,69	0,15	0,18	0,82	0,54	0,65
Al_2O_3	14,59	15,22	19,69	21,61	20,9	20,23	20,17	21,19	20,49	20,03	19,35	21,16	20,44	20,14	17,41	20,98	21,16	16,00	16,63	16,16
Fe_2O_3	3,97	9,16	7,64	6,56	5,88	7,69	9,93	6,06	6,51	6,67	9,65	7,78	5,33	4,32	5,06	7,59	5,89	5,88	5,80	6,27
FeO	5,73	2,55	3,40	5,31	4,21	2,05	1,77	2,64	2,46	3,03	2,18	3,35	4,62	2,91	5,87	1,02	1,89	1,04	0,22	0,41
MnO	0,17	0,09	0,2	0,2	0,18	0,2	0,18	0,18	0,21	0,19	0,28	0,41	0,23	0,16	—	0,16	0,15	0,17	0,22	0,16
MgO	8,80	2,50	2,55	2,01	2,19	1,39	2,21	1,33	1,37	1,61	1,81	1,81	1,81	1,50	1,84	0,9	1,21	0,27	0,34	0,18
CaO	13,01	8,0	8,12	4,62	8,22	5,69	4,06	5,13	5,0	4,34	3,22	3,64	3,64	3,74	3,43	2,8	3,64	0,54	0,14	0,82
Na_2O	2,20	6,61	5,41	5,36	5,02	5,35	3,42	4,87	4,38	4,76	4,56	5,42	5,28	5,74	7,40	3,1	3,5	7,0	5,44	4,63
K_2O	0,95	0,38	1,74	2,78	2,06	3,02	2,9	3,67	3,76	2,30	2,20	3,2	4,56	3,28	0,35	5,62	5,42	2,01	5,28	5,08
$Na_2O:K_2O$	2,31	17,4	3,11	1,93	2,44	1,77	1,18	1,33	0,16	2,07	2,07	1,7	1,16	1,75	21,14	0,55	0,64	3,48	1,03	0,91

Примечание. Цифры в скобках: 1, 20 — анализы Л. С. Бородина, В. С. Гладких (1967), 2, 15, 18 — М. В. Ворошилова, 3—14, 16, 17, 19 — автора. Внутри пачек размещение пород соответствует последовательности их образования.

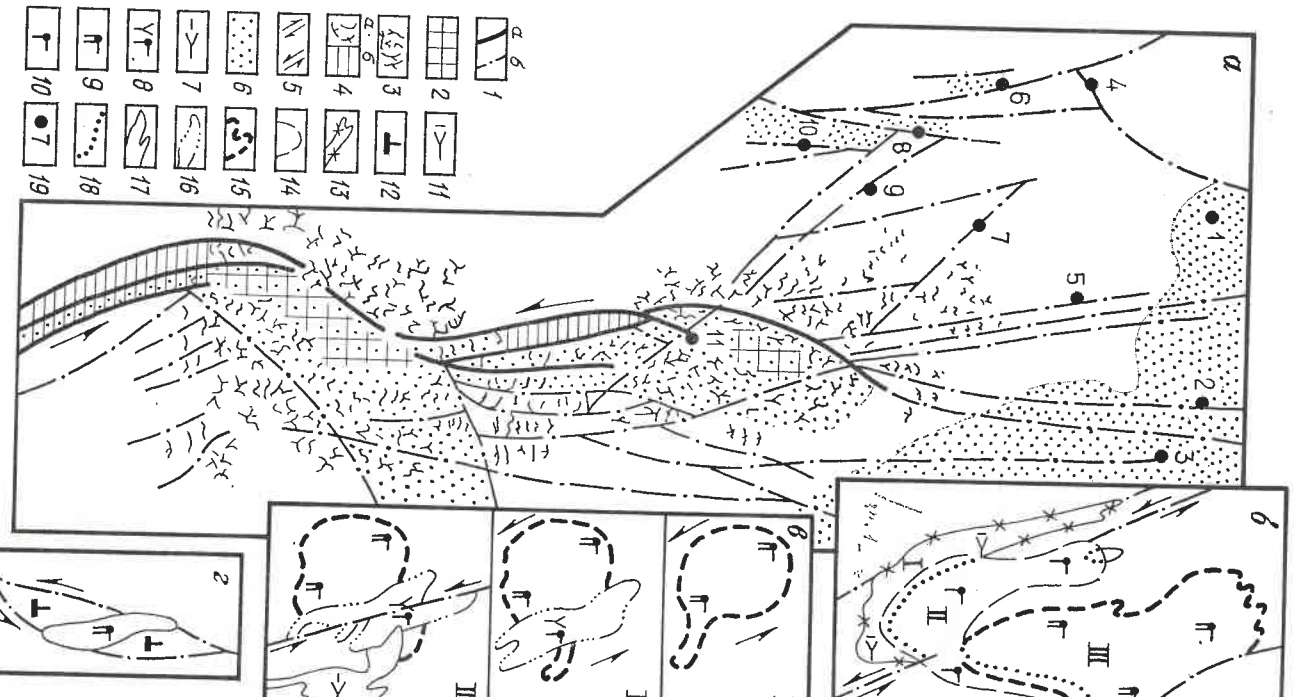


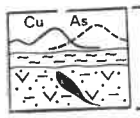
Рис. 4. Примеры разрывной тектоники перио-да девонской активизации в условиях левосто-роннего сдвига:

а — образование Саралинского грабена (по результатам дешифрирования космических снимков); *б*, *в* — последовательность формирования структур Кия-Шалтырского (*б*) и Горячегорского (*в*) щелочно-габбро-ийных массивов (римские цифры — этапы формирования); *г* — образование структуры Кийского тектонического массива в теле гипербазитов; *1* — основные разрывы (*а*), оперяющие и слабо выраженные нарушения (*б*); *2* — участки максимального сжатия (взломленные хребты); *3* — участки интенсивной трещиноватости; *4* — зоны растяжения: *а* — субпараллельные сбросы, *б* — широкие долины; *5* — направление сдвигов разных рангов; *6* — поля нижне-среднедевонских эффузивов; щелочно-габбро-ийный комплекс: *7* — нефелиновые сиениты, *8* — нефелиновые монцониты, *9* — трахитоидные тералиты, *10* — пойкилитовые нефелиновые габбро и тералиты, *11* — уртиты; *12* — гипербазиты кембрия, границы фаз внедрения щелочно-габбро-ийного комплекса (в порядке формирования): *13* — уртитов, *14* — пойкилитовых тералитов, *15* — трахитоидных тералитов, *16* — нефелиновых монцонитов, *17* — нефелиновых сиенитов; *18* — предполагаемое первоначальное положение контактов; *19* — месторождения нефелиновых пород: *1* — Батанаюльское, *2* — Горячегорское, *3* — Андрюшкиной речки, *4* — Тулуюльское, *5* — Курпусульское, *6* — Петропавловское, *7* — Белогорское, *8* — реки Малый Кий-ский Шалтырь, *9* — Кия-Шалтырское, *10* — Кийское, *11* — Саралинское (тефриты)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Довгаль В. Н., Широких В. А.* История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука, 1980.
2. *Дроздов Б. В.* Последовательность формирования интрузивных фаз Кия-Шалтырского щелочно-габброидного массива (Кузнецкий Алатау)//Тр. Западно-Сибирского отд-ния Всесоюз. минер. о-ва. 1977. Вып. 4. С. 41—45.
3. *Дроздов Б. В.* К вопросу о формировании уртитов Кия-Шалтырского месторождения// Нефелиновое сырье. М., 1978. С. 71—74.

Принята редколлегией 27 марта 1989 г.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.4 : 551.762.3(235.132)

© М. Н. Карцева, О. В. Жабин, 1990

О геохимии верхнеюрских отложений Копетдага

М. Н. КАРЦЕВА, О. В. ЖАБИН (ТуркменНИГРИ)

Повышение эффективности поисков и оценки скрытого оруденения на ранних стадиях геологоразведочных работ невозможно без знания геохимических особенностей рудовмещающих толщ. Металлогенический анализ верхнеюрских доломито-известняковых толщ, являющихся древнейшими породами в Копетдаге, позволяет говорить об их перспективной рудоносности [2]. Естественные обнажения этих отложений встречены в ядрах Коуской и Келятинской передовых антиклиналей Копетдага, в 80 км на северо-запад от Ашхабада. Обе структуры являются брахискладками и представляют собой аллохтон, надвинутый по пологой плоскости на верхнемеловые отложения внутреннего борта Предкопетдагского краевого прогиба. Индикаторами процессов рудообразования в пределах обозначенных структур служат проявления убогого ртутно-цинкового оруденения, связанного с зонами разрывных нарушений, шлиховые ореолы с киноварью и флюоритом, а также положительные геохимические аномалии ртути, цинка и свинца в верхнеюрских толщах [1].

В пределах Карабильского поднятия вскрыта толща доломитов оксфорд-келловейского возраста с сульфидным оруденением в интервале 3990—4051 м (А. Ф. Семенцов, 1986). Руды представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, ковеллином и имеют массивную текстуру, переходящую в нижней части интервала в прожилково-вкрапленную. Вскрытые верхнеюрские рудовмещающие толщи по составу сходны с таковыми в Центральном Копетдаге.

Верхнеюрский комплекс Центрального Копетдага, включающий в себя оксфордский, кимериджский и титонский ярусы и расчлененный по литологическому признаку на четыре свиты (рис. 1), сложен породами доломит-известкового ряда общей мощностью 620—860 м. Геохимическое исследование верхнеюрских осадков региона предпринято в целях выявления закономерностей распределения химических элементов и образуемых ими ассоциаций, получения сведений о специализации толщ и обнаружения горизонтов, благоприятных для размещения рудных залежей полиметаллического типа. Для этого из исследуемых отложений отобрана 181 проба с интервалом от 0,5 до 7 м. Литологически однородные прослои мощностью до 1 м опробовались одной штуфной пробой, более 1м — тремя пробами, взятыми из подошвы, средней части и кровли горизонта. В пробу отбирался представительный материал массой 150—200 г и анализировался приближенно-количественным спектральным методом на 50 элементов. Аналитические работы выполнялись в ЦЛ ПО «Туркменгеология». Из всех определяемых элементов наибольшей информативностью для решения поставленных

задач обладают кремний, магний, железо, марганец, никель, титан, медь, свинец, галлий, стронций, барий.

Распределение концентраций элементов по разрезу верхнеюрских отложений обнаруживает четыре геохимических рубежа, расчленяющих всю толщу на пять геохимически стабильных пачек (см. рис. 1). Пачка 1 соответствует нижней доломитовой части разреза [3]. Верхняя граница ее, опущенная на 30 м относительно кровли нижнего оксфорда, фиксируется резким увеличением концентраций кремния, железа, стронция и уменьшением магния.

Второй стабильной частью разреза является кремнистый горизонт. Содержания кремния здесь более 10 %, тогда как в вышележащих пачках они вновь уменьшаются до уровня концентраций пачки 1. Одновременно с этим снижается концентрация железа, а магния и марганца возрастает.

Геохимический состав пачки 3 определяется переслаиванием пелитоморфных известняков и доломитов. Последние обусловили увеличение концентраций магния. Верхняя граница этой пачки выражена небольшим возрастанием содержаний свинца.

Пачка 4 охватывает оксфорд-кимериджскую часть разреза, сложенную известняками с примесью терригенного материала и маломощными прослоями доломитов. В кровле пачки залегают многочисленные линзы и прослои гипсов и ангидритов. Ей свойственны более высокие, нежели в соседних горизонтах, концентрации стронция при понижении таковых магния и марганца. В кровельном гипсово-ангидритовом слое четвертой пачки характер распределения практически всех элементов существенно меняется. Резкие максимумы дают никель, медь, галлий, стронций, барий, возрастают концентрации железа, и снижаются только содержания свинца.

Последняя пятая пачка соответствует кимеридж-титонской части разреза. Она отличается относительно высокими концентрациями марганца, тогда как содержания никеля, бария и галлия в ряде проб находятся за пределами чувствительности анализа.

Расчленение разреза верхнеюрских отложений на геохимически стабильные пачки позволяет статистически охарактеризовать распределение элементов в каждой из них и проследить закономерности изменения геохимического строения толщи. Статистический анализ показал, что распределение концентраций большинства элементов аппроксимируется функцией нормального распределения, исключение составляют стронций в выборке 4 и барий в выборке 1. Распределение концентраций стронция нормализуется при их логарифмировании. Распределение концентраций бария носит более сложный характер и статистически не обрабатывалось.

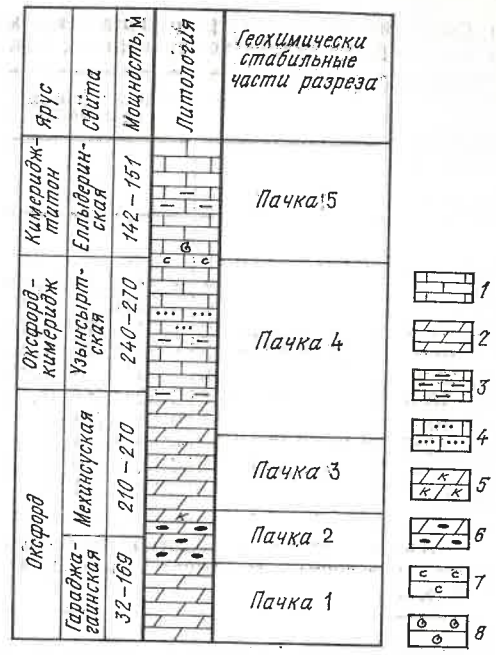


Рис. 1. Схематический разрез верхнеюрских отложений Копетдага:

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — глинистые известняки; *4* — алеврито-песчанистые известняки; *5* — кальцитизированные доломиты; *6* — кремневые включения; *7* — гипсы; *8* — органогенно-обломочный материал

Статистические параметры представлены оценками среднего арифметического ($\bar{c}$), стандартного отклонения (s) и ошибки среднего (λ) для 5 %-ного доверительного интервала (табл. 1) Для большинства элементов пределы возможных колебаний $\bar{c}$ не превышают 30 %, что позволяет считать его оценку достаточно надежной.

По характеру распределения $\bar{c}$ в стратиграфическом разрезе элементы отчетливо разбиваются на несколько групп (рис. 2). В наиболее многочис-

1. Статистические параметры распределения химических элементов в верхнеюрских сульфатно-карбонатных отложениях

Уровень концентрации, %	Пачка 1 (выборка 1, $n=29$)			Пачка 2 (выборка 2, $n=39$)			Пачка 3 (выборка 3, $n=17$)			Пачка 4 (выборка 4, $n=71$)			Пачка 5 (выборка 5, $n=25$)		
	$\bar{c}$	s	λ	$\bar{c}$	s	λ	$\bar{c}$	s	λ	$\bar{c}$	s	λ	$\bar{c}$	s	λ
Si	4,20	1,86	0,69	—	—	—	5,53	1,94	0,93	5,58	1,95	0,47	3,48	1,76	0,70
Mg	7,90	2,53	0,94	4,33	3,44	1,10	6,76	2,92	1,40	3,03	2,18	0,52	5,92	2,77	1,10
Fe	0,19	0,11	0,04	0,90	0,67	0,21	0,32	0,22	0,10	0,32	0,32	0,07	0,22	0,15	0,06
Mn, 10^{-2}	5,50	1,15	0,42	4,58	1,78	0,57	5,82	2,26	1,08	4,10	2,97	0,07	4,24	1,82	0,73
Ni, 10^{-3}	0,75	0,63	0,23	1,59	0,75	0,24	0,47	0,60	0,29	0,44	0,64	0,15	—	—	—
Ti, 10^{-1}	0,28	0,21	0,08	0,69	0,76	0,24	0,37	0,18	0,09	0,70	0,55	0,13	0,27	0,20	0,08
Cu, 10^{-3}	0,37	0,16	0,06	0,52	0,41	0,13	0,49	0,45	0,22	0,38	0,45	0,11	0,35	0,20	0,08
Pb, 10^{-3}	0,98	0,31	0,11	0,92	0,54	0,17	0,52	0,51	0,24	1,04	0,51	0,12	1,02	0,59	0,24
Ga, 10^{-3}	0,08	0,09	0,03	0,29	0,24	0,08	0,11	0,14	0,07	0,22	0,22	0,05	0,04	0,08	0,03
Sr, 10^{-2}	2,79	0,77	0,28	4,36	1,89	0,60	2,71	0,77	0,37	4,60	1,59	0,37	3,52	1,36	0,54
Ba, 10^{-2}	—	—	—	2,23	0,81	0,26	1,76	1,25	0,60	1,83	0,86	0,20	0,76	1,05	0,42

Примечание. Чувствительность метода определений концентраций, %: Si, Mg, Fe — $1\cdot10^{-3}$, Mn — $3\cdot10^{-4}$, Ni — $5\cdot10^{-3}$, Ti — $1\cdot10^{-3}$, Cu — $5\cdot10^{-4}$, Pb — $1\cdot10^{-3}$, Ga — $2\cdot10^{-4}$, Sr, Ba — $1\cdot10^{-2}$; n — число проб в выборке.

ленную входят кремний, железо, никель, титан, галлий и стронций. Для этих элементов наблюдается увеличение $\bar{c}$ в кремнистом горизонте (пачка 2), затем снижение в пачке 3, новое увеличение при переходе к толще, обогащенной терригенным материалом (пачка 4), и опять уменьшение в верхней части разреза. Обратную картину обнаруживают изменения средних арифметических значений магния и марганца. Устойчивая тенденция к убыванию $\bar{c}$ снизу вверх от кремнистого горизонта наблюдается для меди и бария. Сугубо индивидуально распределяется свинец: его средние содержания практически одинаковы в двух нижних и двух верхних пачках, однако в пачке 3 резко падают, становясь почти в два раза ниже кларка.

В то же время оценка среднего арифметического не дает представления о степени насыщенности элементами металлогенического фона отдельных пачек и толщи в целом. Последнее может быть достигнуто путем нормирования средних арифметических концентраций элементов по кларку в карбонатных породах [4]. Нормированные средние ($C_н$) показывают, что комплекс верхнеюрских пород обогащен барием, никелем, и обеднен титаном, железом и галлием (табл. 2).

Геохимическая характеристика отложений будет неполной без анализа парагенетических ассоциаций химических элементов. В качестве критерия парагенетичности принята мера согласованности колебаний содержаний элементов, выраженная коэффициентом корреляции Спирмена. Выделение ассоциаций выполнялось методом Бонера, путем многоступенчатого преобразования матриц корреляционных связей в матрицы смежности [6]. В результате этого элементы сгруппированы по степени коррелируемости изменчивости содержаний (табл. 3).

Сопоставление коррелируемости компонентов в отдельных пачках показывает, что для всей верхнеюрской толщи характерна группа элементов, связанных между собой значимыми положительными зависимостями. Указанная группа включает калий, натрий, железо, никель, кремний, алюминий, галлий. Взаимоотношения их могут служить индикатором условий осадконакопления для позднеюрского времени в целом. Таким же «сквозным» характером обладают взаимоотношения свинца с другими элементами.

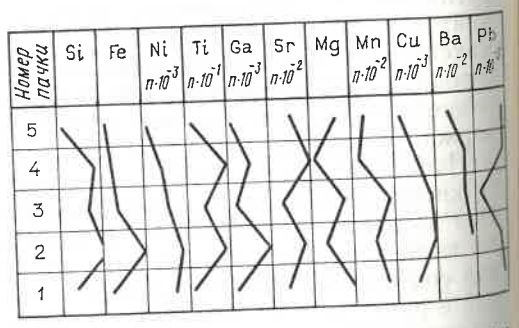


Рис. 2. Распределение выборочных средних концентраций элементов в разрезе верхнеюрских отложений Копетдага

2. Нормированные средние арифметические концентраций элементов металлогенического фона в верхнеюрских отложениях Копетдага

Уровень концентрации, %	Кларк, %	Пачка 1		Пачка 2		Пачка 3		Пачка 4		Пачка 5	
		$\bar{c}$	$C_н$	$\bar{c}$	$C_н$	$\bar{c}$	$C_н$	$\bar{c}$	$C_н$	$\bar{c}$	$C_н$
Si	3,40	4,20	1,24	—	—	5,53	1,63	5,58	1,64	3,48	1,02
Mg	4,60	7,90	1,71	4,33	0,94	6,76	1,47	3,03	0,66	5,92	1,28
Fe	0,86	0,19	0,22	0,90	1,04	0,32	0,37	0,32	0,37	0,22	0,26
Mn, 10^{-2}	4,0	5,50	1,38	4,68	1,15	5,82	1,45	4,10	1,03	4,24	1,06
Ni, 10^{-3}	0,20	0,75	3,75	1,59	7,95	0,47	2,35	0,44	2,20	—	—
Ti, 10^{-1}	1,20	0,28	0,23	0,69	0,68	0,37	0,31	0,70	0,58	0,27	0,23
Cu, 10^{-3}	0,40	0,37	0,92	0,52	1,30	0,49	1,23	0,38	0,95	0,35	0,87
Pb, 10^{-3}	0,90	0,98	1,08	0,92	1,02	0,52	0,58	1,04	1,15	1,02	1,33
Ga, 10^{-3}	0,40	0,08	0,20	0,29	0,72	0,11	0,27	0,22	0,55	0,04	0,10
Sr, 10^{-2}	6,10	2,79	0,45	4,36	0,71	2,71	0,44	4,60	1,33	3,52	0,57
Ba, 10^{-2}	0,10	—	—	2,23	22,3	1,76	17,6	1,83	18,3	0,76	7,60

3. Геохимические парагенезисы верхнеюрских отложений

Номера пачек	Парагенетические ассоциации
5	Pb{[(K, Na, Fe, Ni)Si, **Al**]**Ga**, Ba}[(**Al**, Zr, Ti)Mg](Mn, **Ga**, Cu)Sr
4	Pb[(K, Na, Fe, Ni, Si, Al, Ga, Ba, Zr, Ti)(Mg, Mn, Cu)]Sr
3	Pb[(K, Na, Fe, Ni, Si, Al, Ga, Zr)Ti(Mg, Mn)Cu, Ba, Sr
2	Pb[(K, Na, Ni, Al, **Ga**, Cu)(Fe, **Ga**, Ti, Sr)](Mg, Mn)Zr, Ba
1	Pb[(K, Na, Fe, Si, Al, Ga, Zr, Ti)Mg, Ni, Cu]Mn, Sr

Примечание. Выделенные элементы входят в несколько ассоциаций; группы элементов: с полным набором связей (в круглых скобках), обнаруживших связи на второй ступени обсчета (в квадратных), обнаруживших связи на третьей и последующих ступенях обсчета (в фигурных).

Ассоциативная группировка остальных элементов отражает специфику условий осаждения отдельных пачек. В доломитах пачки 1 в «сквозную» ассоциацию входят титан и цирконий, а также магний и медь, тогда как марганец и стронций не образуют значимых связей ни с одним из элементов. Выше по разрезу, в пачке 2, титан, железо и стронций несколько обособляются от «сквозной» ассоциации, сохраняя между собой положительные связи. Магний ассоциирует с марганцем, объединенный с ним наличием общих отрицательных связей с группой титан — железо. В средней части разреза устанавливается непосредственная положительная связь между магнием и марганцем, но при этом колебания содержаний данных элементов никак не соотносятся с изменчивостью содержаний «сквозной» группы. К последней вновь примыкают титан и цирконий. В пачке 4 группа магний — марганец вместе с вошедшей в нее медью множеством положительных связей обнаруживает сходство со «сквозной» ассоциацией. В кровле верхнеюрских отложений взаимоотношения элементов усложняются и геохимический облик пачки 5 определяется группами алюминий — цирконий — титан и медь — галлий — марганец.

Обнаруженные закономерности распределения содержаний химических элементов, их статистические параметры и парагенетические ассоциации приводят к заключению, что в отложениях позднеюрского времени имеют место четыре геохимических рубежа,

которые делят всю толщу на пять геохимически стабильных пачек, совпадающих с литологически однородными горизонтами. Геохимическое расчленение позволяет проследить геохимическую специализацию отложений во времени.

Начало оксфордского века характеризуется активным накоплением магния, при этом магний парагенетически связан с группой железо — титан. К середине оксфордского века бассейн углубляется, жаркий засушливый климат сменяется более умеренным, что влечет за собой снижение концентраций магния, вместе с тем вследствие коагуляции гелей донные осадки обогащаются кремнием. Об углублении бассейна говорит также ограниченная подвижность стронция, который выносится в удаленные от берега зоны в виде соединений, тогда как барий сохраняет высокую степень подвижности.

Во второй половине оксфордского века количество кремния в осадках снижается до прежнего уровня, а концентрации магния вновь возрастают. Последний входит в парагенезис с марганцем и разрывает связи с группой титан — железо. Увеличивается также подвижность меди и стронция. Восстанавливается аридная обстановка, бассейн вновь мелеет.

В конце оксфорда — начале кимериджа в бассейн осадконакопления поступает небольшое количество терригенного материала, которое не сказывается на концентрациях элементов, однако вносит существенные изменения в их ассоциативные группировки. В частности, титан и цирконий окончательно присоединяются к «сквозному» парагенезису, туда же входит высокоподвижный ранее барий. Группа магния — марганца вместе с медью приближается к этой ассоциации, и только стронций сохраняет свою обособленность. Засоленность бассейна и некоторое его обмеление, наступившее в начале кимериджского века, подтверждаются образованием сульфатных линз и прослоев (Н. М. Страхов, 1960).

В титонском веке в осадках уменьшается содержание бария, никеля и увеличивается количество магния. Бассейн становится более пресноводным, и в отложениях этого времени полностью отсутствуют доломиты. Геохимические особенности верхнеюрских сульфатно-карбонатных отложений подтверждают, что последние формировались в условиях жаркого климата в морском бассейне, относительно глубоководном в оксфорде и постепенно мелеющем к титонскому веку [5].

Результаты геохимического изучения верхнеюрской толщи Копетдага и краткий анализ условий осадконакопления позволяют однозначно утверждать, что возможность образования рудных залежей сингенетичного типа маловероятна. Однако некоторые горизонты рассматриваемого комплекса пород несомненно благоприятны для локализации эпигенетического оруденения. В частности, перспективной является нижняя часть разреза, где кремнистый горизонт по геохимическим параметрам резко отличается от соседних доломитовых пачек и может служить геохимическим барьером на пути восходящих флюидов. Кроме того, в силу слабой проницаемости он может экранировать нижележащие слои, способствуя формированию пластообразных залежей. Наличие в верхней части толщи горизонта гипсов и ангидритов также является геохимическим рубежом и создает предпосылки для образования здесь промышленного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев В. Д.* Геологические закономерности размещения и условия локализации ртутно-полиметаллического оруденения в Центральном Копетдаге: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук.— М., 1981.
2. *Андреев В. Д., Бушмакин А. Г.* Перспективы рудоносности Копетдага//Туркменскому научно-исследовательскому геологоразведочному институту — 40 лет. Ашхабад, 1983. С. 172—176.
3. *Верба Ю. Л., Прозоровская Е. Л.* О расчленении верхнеюрских отложений Копетдага// Вестн. ЛГУ. Геология и география. 1966. Вып. 1, № 6. С. 17—25.
4. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений.— М.: Недра, 1983.
5. *Кулиев К. Б., Абдуллаева К. З.* К палеогеографии времени формирования верхнеюрских формаций Туркменистана//Туркменскому научно-исследовательскому геологоразведочному институту — 40 лет. Ашхабад, 1983. С. 110—114.
6. *Смирнов Б. И.* Корреляционные методы при парагенетическом анализе.— М.: Недра, 1981.

Принята редколлегией 29 января 1990 г.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

УДК 550.8.052

© Д. И. Саврасов, 1990

О геологической природе Якутско-Анабарской магнитной аномалии

Д. И. САВРАСОВ (ПНО «Якуталмаз»)

Полоса интенсивных возмущений магнитного поля, протягивающаяся от Якутска до восточного склона Анабарского щита, была установлена уже в ходе аэромагнитных съемок. Она четко отражается на магнитной карте территории СССР масштаба 1:2 500 000 и названа Анабаро-Жиганской или Якутско-Анабарской аномалией [1, 2].

Фрагмент карты изодинам ΔT иллюстрирует морфологические особенности магнитного поля на отрезке этой аномалии (рис. 1, 2). Главная особенность зоны интенсивных возмущений геомагнитного поля — наличие внутри нее линейных положительных аномалий ΔT протяженностью в десятки и сотни километров шириной от 5 до 10—15 км, с амплитудами в эпицентральных частях до одного и даже до 1,5 А/м. Морфологические особенности аномалий и их интенсивность бывают выдержаны на значительном протяжении, но наблюдаются и кулисообразные переходы одной аномалии в другую с резкими колебаниями амплитуд. Всего внутри рассматриваемой зоны фиксируется от двух до пяти линейных положительных аномалий, разделенных участками относительно пониженного магнитного поля. Помимо вытянутых в северо-западном направлении протяженных аномалий отмечаются аномалии и другой ориентировки. Последние, как правило, имеют близкую к изометричной форму (см. рис. 2).

В рассматриваемой полосе магнитных аномалий фиксируется также существенное осложнение гравитационного поля. На фоне обычных для Сибирской платформы крупных изометричных минимумов и максимумов Δg площадью в сотни и тысячи квадратных километров здесь наблюдаются линейно вытянутые аномалии более мелких порядков, оси которых тоже имеют преимущественно северо-западное простирание. Как правило, они не совпадают с осевыми линиями магнитных аномалий. Нередко минимумы гравитационного поля накладываются на зоны максимумов магнитных аномалий. Наблюдается и обратная картина.

Характер поля ΔT в пределах Якутско-Анабарской зоны магнитных аномалий резко отличается от аномального поля к юго-западу от этой полосы, и особенно резко от поля ΔT к северо-востоку от нее. Юго-западный, Анабаро-Вилюйский блок кристаллического фундамента платформы, охватывающий бассейны рек Вилюй, Моркока, Ыгаатта, а также верховье Оленька, Муны и Тюнга, характеризуется полосовидным аномальным полем так называемого анабарского типа. Северо-восточный, Оленекский блок платформы отличается пониженным полем мозаичной структуры, с редкими слабоинтенсивными аномалиями изометричной формы и практически полным отсутствием линейных аномалий анабарского типа.

Принято считать, что Якутско-Анабарская магнитная аномалия контролирует шовную зону сочленения двух глыб (кратонов) докембрийского кристаллического фундамента. Р. А. Гафаров называет эту аномальную зону Уджинско-Жиганским межплитным тектоническим швом, сочленяющим Оленекскую и Анабаро-Байкальскую литосферные плиты [3]. А. А. Межвилк считает, что аномалия контролирует глубинный Муна-Анабарский разлом и рассматривает последний как длительно существующий линеамент, разграничивающий крупные блоки земной коры [7]. Главной отличительной особенностью линеамента он считает наличие в его составе древних тектонических зон, в которых неоднократно происходил динамометаморфизм. Породы таких зон регрессивного

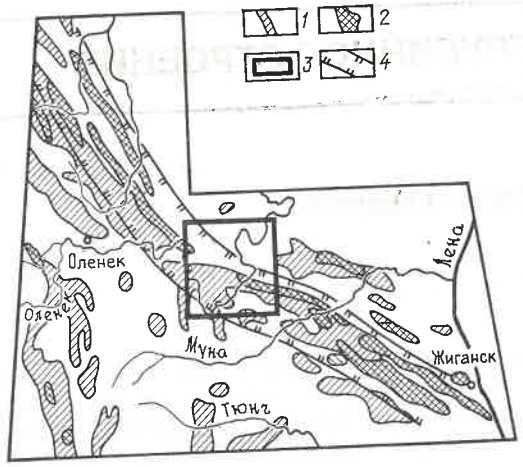
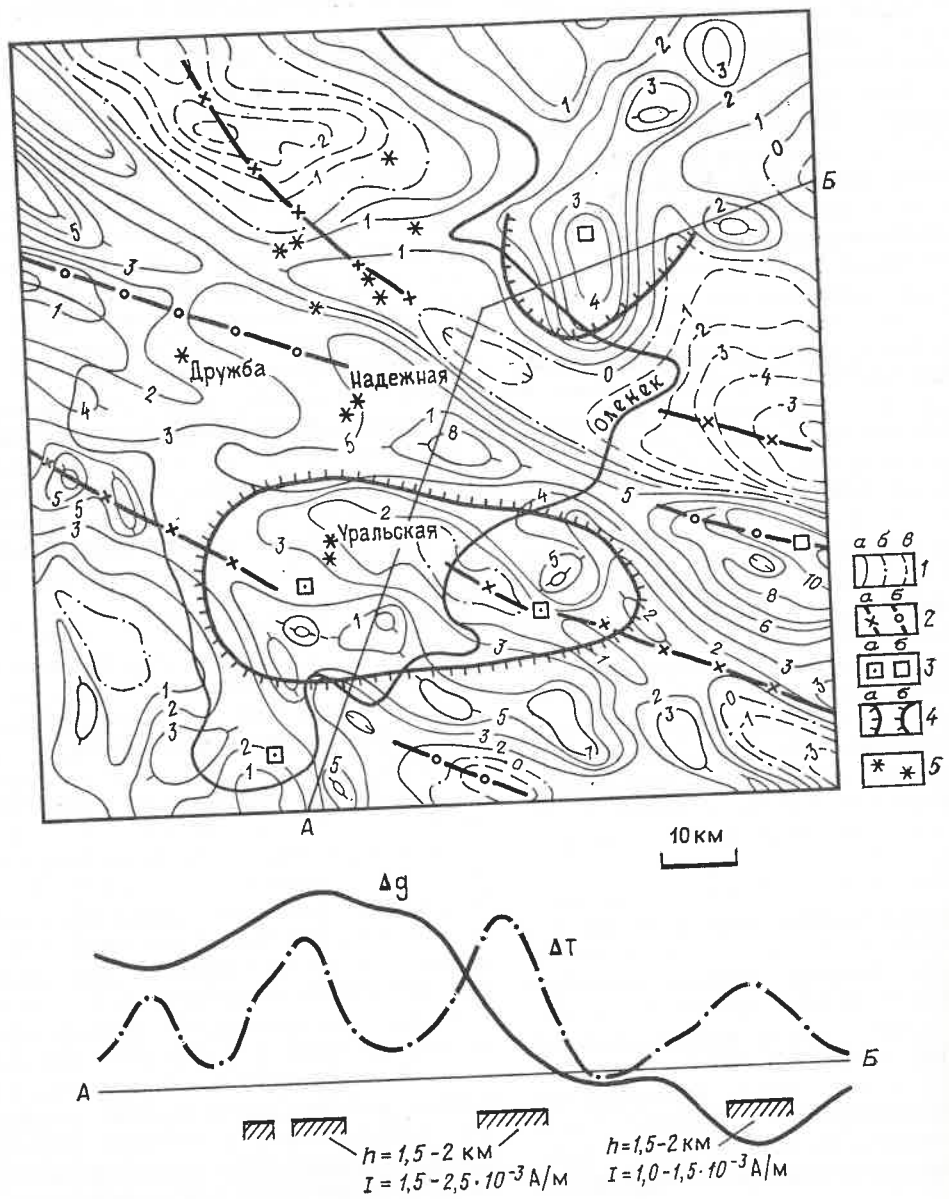


Рис. 1. Фрагмент карты намагниченных образований территории СССР масштаба 1 : 5 000 000 (ред. Л. В. Булина, 1979, ВСЕГЕИ):

участки со средней намагниченностью, А/м: *1* — от 1 до 2, *2* — более 2; *3* — рассматриваемая площадь; *4* — примерный контур Якутско-Анабарской зоны магнитных аномалий

Рис. 2. Магнитное поле участка Якутско-Анабарской тектонической зоны и графики Δg, ΔT по линии *А—Б*:

1 — изолинии поля ΔT (карта магнитного поля под ред. М. А. Васильевой, 1979, ВНИИгеофизика): *а* — положительные, *б* — нулевая, *в* — отрицательные; *2—3* — осевые линии и эпицентры положительных (*а*) и отрицательных (*б*) аномалий Δg; *4* — схематичные контуры аномалий Δg (*а* — положительных, *б* — отрицательных); *5* — кимберлитовые трубки



метаморфизма, подобные амфиболитовым гнейсам и сланцам верхнеламуйского комплекса Анабарского щита, обусловливают, по его мнению, отрицательные магнитные аномалии, на большом протяжении прослеживающиеся внутри полосы осложнений магнитного поля.

Не вдаваясь в дискуссию, отметим, что отрицательных аномалий как таковых внутри Якутско-Анабарской зоны нет. Есть лишь линейно вытянутые области пониженного поля ΔT, которые или контролируют комплексы слабомагнитных пород или являются законтурными от сильно намагниченных объектов внутри этой зоны. Скорее всего, физико-геологическая природа их обусловливается одновременно той и другой причинами.

Л. В. Булина называет этот линеамент земной коры Якутско-Анабарской структурной зоной и считает его продолжением срединного Арктического хребта в фундаменте Сибирской платформы [1]. Основной особенностью зоны она считает наличие внутри нее мощного (до 10 км) намагниченного тела, восприимчивость слагающих пород которого более $4000 \cdot 10^{-5}$ СИ. На карте намагниченных образований территории СССР (ВСЕГЕИ, 1979, ред. Л. В. Булина) это тело справедливо рассматривается как не монолитное, а состоящее из серии субпараллельных прерывистых тел, характеризующихся намагниченностью более 2 А/м, а также сопряженных с ними тел меньшей намагниченности: 1—2 А/м. Рассредоточенные в полосе шириной 30—40 км намагниченные объекты занимают в общей сложности 30—40 % ее ширины, а сильно намагниченные — около 15—20 %.

Анабаро-Якутская зона магнитных аномалий проходит вдоль восточного склона Анабарского щита и затухает на широте Попигайской котловины. Лишь в краевой части щита магнитовозмущающие породы этой зоны обнажаются на земной поверхности, а наиболее магнитные комплексы пород развиты за пределами щита. Поэтому геологическая природа наиболее интенсивных магнитных аномалий в пределах Якутско-Анабарской зоны остается пока неясной. Попытаемся объяснить природу таких аномалий, исходя из сведений по физическим свойствам ксенолитов кристаллических пород фундамента, содержащихся в трубках кимберлитов Чомурдахского поля.

Чомурдахская группа кимберлитовых тел находится в Маакской излучине р. Оленек, преимущественно в пределах Якутско-Анабарской аномальной зоны. Южный куст трубок, в т. ч. Уральская и Ильменитовая, располагается почти в эпицентре крупной гравитационной аномалии, совпадающей с положительной магнитной аномалией (см. рис. 2), а северный, включая Чомур и Светлую, — в области контакта магнитных и слабомагнитных пород кристаллического фундамента и в зоне линейной аномалии повышенных значений Δg. Трубка Дружба находится в контуре положительной магнитной аномалии, но в области ее своеобразного пережима, где интенсивность поля не свыше 0,3 А/м.

В Чомурдахском кимберлитовом поле практически нет ксенолитсодержащих трубочных тел, которые бы приходились на эпицентральные части слабо интенсивных магнитных аномалий. Следовательно, среди ксенолитов может не быть наиболее магнитных образований, которые обусловливают эти аномалии. В то же время рассредоточение ксенолитсодержащих трубок взрыва на большой площади в пределах рассматриваемой аномальной зоны позволяет надеяться на то, что главные петромагнитные разновидности кристаллических пород фундамента, в т. ч. и создающие высокоамплитудные аномалии, в совокупности изученных ксенолитов есть.

Всего по трубкам Чомурдахского кимберлитового поля было отобрано и изучено 318 ксенолитов кристаллических сланцев из 8 кимберлитовых трубок: 145 ксенолитов приходится на трубку Чомур, 60 — на трубку Дружба; остальные включения не имеют точной привязки. Образцы отбирались из отвалов породы на рудном дворе старой обогатительной фабрики и установить их принадлежность к определенным кимберлитовым телам не представлялось возможным. Основная масса изученных ксенолитов, по-видимому, достаточно надежно характеризует материнские породы. Для иссле-

Физические свойства включений кристаллических пород в кимберлитах

Номер образца	Количество образцов	$\varkappa$, 10^{-5} СИ		σ, г/см³		Фактор $Q_{ср}$
		Среднее	Предельные	Среднее	Предельные	
		Трубка Чомур				
1	17	210	15—640	2,73	2,6—2,78	1,5
2	32	55	15—315	3,01	2,91—3,18	—
3	9	75	25—175	2,84	2,8—2,88	2,0
4	4	710	415—1290	2,97	2,9—3,06	3,1
5	43	2580	440—7180	2,9	2,8—2,98	1,5
6	14	2270	620—4540	2,76	2,7—2,79	2,2
7	16	880	140—1950	2,66	2,60—2,69	2,1
8	10	2800	960—4220	3,02	3—3,06	3,3
	145	1340		2,87		2,1
		Трубка Дружба				
9	45	140	15—470	3,0	2,74—3,19	—
10	4	180	50—450	3,2	3,18—3,23	—
11	7	1160	380—1710	2,58	2,55—2,66	—
12	4	3590	1240—9070	2,84	2,78—3,06	—
	60	430		2,96		—
		Разные трубки				
13	37	160	15—690	2,64	2,5—2,81	2,5
14	7	70	25—100	3,06	3,01—3,13	—
15	23	160	30—450	2,89	2,83—3,01	3,7
16	4	1070	950—1300	2,96	2,92—3,02	1,9
17	16	3120	840—5800	2,85	2,8—2,94	2,4
18	23	1630	760—4850	2,69	2,58—2,77	1,7
19	2	6700	5300—8100	2,51	2,5—2,52	—
	112	1250		2,78		2,6

1, 3, 13 — гранулиты, полевошпат-биотитовые породы, кальцифиры, лейкократовые кристаллосланцы, частично измененные; 4, 9, 10, 14, 15 — гранат-пироксеновые, гранат-амфиболовые кристаллосланцы, гранатиты, амфиболиты, гиперстеновые плагиосланцы и гнейсы; 5, 12, 17 — диабазы, габбродиабазы; 6, 18 — пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые гнейсы и плагиогнейсы; 8, 16 — амфибол-пироксеновые, двупироксен-амфиболовые сланцы; 7, 11 — пироксен-биотит-кварц-плагиоклазовые породы; 19 — биотит-магнетитовые гнейсы.

дований выпиливалась, как правило, центральная часть включений, не затронутая или слабо затронутая воздействием кимберлитового субстрата и вторичными изменениями.

Не останавливаясь подробно на анализе правомочности изучения физических свойств кристаллических пород фундамента платформы по ксенолитам в кимберлитах, отметим лишь ранее установленные факты [4, 9]. Вторичные изменения включений ксенолитенных пород приводят обычно к уменьшению плотности и понижению (в магнитных породах среди слабомагнитных кимберлитовых брекчий) магнитной восприимчивости. Уменьшение плотности может быть существенным, восприимчивость же ослабляется не так заметно, не на порядок, особенно если вмещающие кимберлиты сами по себе сильно магнитны. Именно такими являются кимберлиты Чомурдахской группы трубок: в среднем по 10 изученным телам восприимчивость их составила $1600 \cdot 10^{-5}$ СИ, в т. ч. по трубке Чомур $1420 \cdot 10^{-5}$ СИ. В связи с этим наиболее вероятная ошибка определения средней плотности по совокупности однотипных образцов ксенолитов не должна превышать 0,05 г/см³, а магнитной восприимчивости — 30—40 % в сторону их занижения (таблица).

Петрографическая характеристика ксенолитов некоторых метаморфических образований в трубках Чомурдахского кимберлитового поля приводится в работах Б. Г. Лутца и Л. В. Клопотовой [5, 6]. В спектре изученных ими пород присутствуют: амфибол-двупироксеновые основные кристаллические сланцы, амфибол-диопсид-гранатовые кристаллические сланцы, биотит-гранатовые гнейсы, гранулиты, гранатовые амфиболиты. Авторы отмечают значительную свежесть ксенолитов Чомурдахского поля трубок в сравнении с ксенолитами других кимберлитовых полей и преобладание в их составе гранатовых разновидностей.

Изученные нами образцы ксенолитов разбивались на группы и подгруппы по общности магнитных характеристик и плотности. Выделялись слабо-, средне- и сильномагнитные породы и далее в пределах каждой из этих групп — относительно плотные и малоплотные разновидности (см. таблицу). По 2—5 наиболее типичным образцам из подгрупп изготовлялись шлифы. Петрографическое описание 30 шлифов и определение пород были выполнены К. А. Ивлиевым. Естественно, обобщенное петрографическое определение типа породы в совокупности ксенолитов по выборочным образцам нельзя считать достаточно корректным. В одних и тех же подгруппах могли оказаться разные типы пород, что и обнаруживалось при описании шлифов.

Наиболее часто встречающейся разновидностью ксенолитов в составе изученной коллекции являются гранат-пироксеновые, гранат-амфиболовые кристаллические сланцы, гиперстеновые и амфибол-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы (22—25 %), а также изверженные породы — диабазы (долериты), габбродиабазы, диабаз-порфириты (20—22 %). Впрочем, к последней подгруппе могли быть отнесены в значительном количестве амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, поскольку по цвету, равномернозернистой структуре и физическим свойствам они близки с диабазами.

Следующая по представительности (18—20 %) довольно пестрая группа лейкократовых кристаллосланцев: гранулитов, полевошпат-биотитовых пород, кварц-плагиоклазовых кристаллических сланцев и др. Около 15—17 % от общего числа ксенолитов составляют пироксен-плагиоклазовые, амфибол-двупироксеновые, пироксен-амфиболовые сланцы и гнейсы. Подчиненное положение занимают пироксен-биотит-кварц-плагиоклазовые породы и биотит-магнетитовые гнейсы (8—9 %).

В изученной совокупности ксенолитов наблюдается довольно типичный набор кристаллических пород, встречающихся на Анабарском щите, который по сравнительно высокому содержанию гранатовых разновидностей гнейсов и сланцев отвечает, скорее всего, хапчанской серии метаморфической толщи нижнего архея [8]. Отличительной особенностью является лишь необычно высокий процент изверженных пород основного состава — диабазов, габбродиабазов, диабаз-порфиритов. В пределах щита эти породы встречаются сравнительно редко, в виде маломощных даечных тел (М. И. Рабкин, 1959).

Следует отметить, что в таблице не приводятся данные о физических свойствах явно глубинных пород — эклогитов, гранатовых перидотитов, лерцолитов, которые тоже встречаются в кимберлитах Чомурдахского поля трубок, но значительно реже, чем кристаллические сланцы и гнейсы. Породы глубинных слоев земной коры не могут существенно влиять на структуру аномального поля в пределах рассматриваемой зоны. Они обусловливают слабый региональный фон.

Анализируя приведенные в таблице сведения о магнитных и плотностных свойствах ксенолитов, можно отметить следующее.

Преобладающая масса включений кристаллических пород в трубке Чомур и в других, за исключением трубки Дружба, имеет высокую магнитную восприимчивость — тысячи единиц 10^{-5} СИ. Повышенная магнитная восприимчивость с равной частотой встречается как в относительно плотных меланократовых разновидностях метаморфических пород, так и в малоплотных лейко-мезократовых кристаллических сланцах. Среди включений амфиболитов и гранатсодержащих кристаллических сланцев плотностью бо-

лее 3 г/см³ повышенную восприимчивость в сотни единиц 10^{-5} СИ имеют лишь каждый третий или четвертый образец. Восприимчивость остальных измеряется первыми десятками 10^{-5} СИ.

Существенно иными, чем в других трубках, магнитными и плотностными характеристиками обладают ксенолиты из трубки Дружба, расположенной в западной части Чомурдахского кимберлитового поля. Подавляющая часть их имеет слабую магнитную восприимчивость, но весьма высокую плотность. Лишь в единичных образцах из общей совокупности восприимчивость более $1000 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Пород с аномально высокой восприимчивостью, свойственной магнетитовым кристаллическим сланцам Анабарского щита, в изученной коллекции ксенолитов не обнаружено. Несколько сравнительно магнитных образцов, с восприимчивостью более $8000 \cdot 10^{-5}$ СИ, представлены малоплотными мезократовыми кристаллосланцами.

Весьма высокой магнитной восприимчивостью обладают диабазы и габбродиабазы, слагающие ксенолиты из трубки Чомур. Восприимчивость их в 2—3 раза больше, чем, к примеру, нормальных долеритов пермо-триаса в районах восточной окраины Тунгусской синеклизы.

Остаточный магнетизм всех типов кристаллических пород превалирует над индуцированным земным магнитным полем: фактор Q превышает единицу, а в некоторых образцах достигает 2—3. Это свидетельствует о том, что изученные ксенолиты метаморфических пород относятся к типичным образованиям гранулитовой фации, претерпевшим высокотемпературный региональный метаморфизм. Породы со следами регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации (малые значения фактора Q) в изученной коллекции не зафиксированы.

Средневзвешенное значение магнитной восприимчивости по совокупности ксенолитов из кимберлитовых трубок Чомурдахского поля, за исключением пространственно обособленной трубки Дружба, в сравнении с восприимчивостью ксенолитов кристаллических пород в кимберлитах других районов довольно высокое ($1300 \cdot 10^{-5}$ СИ). Среднее значение χ по 203 образцам ксенолитов из 8 тел Далдынского кимберлитового поля составило $960 \cdot 10^{-5}$ СИ, а по 24 образцам из трех кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля — $80 \cdot 10^{-5}$ СИ, причем первые расположены в зоне относительно крупной положительной магнитной аномалии с амплитудой до 0,3—0,4 А/м, а вторые — в области пониженного регионального поля ΔT [4].

Средневзвешенное значение плотности кристаллических пород фундамента в районе Чомурдахской группы кимберлитовых тел составляет 2,84—2,85 г/см³, в Далдынском районе 2,73—2,74, а в Алакитском всего 2,61—2,63 г/см³ [4]. Правда, на расчетные значения средней плотности сказалась разная степень вторичных изменений ксенолитов в кимберлитовой среде. В трубках Алакит-Мархинского поля ксенолиты подверглись наиболее интенсивной переработке, поэтому расчетное значение плотности кристаллического фундамента может быть несколько занижено против фактического, но ошибка не должна превышать 0,05—0,07 г/см³.

На основании анализа физических свойств кристаллических пород фундамента можно высказать следующие предположения о геологической природе Якутско-Анабарской аномальной зоны. Узколокализованные протяженные магнитные аномалии в ее пределах обусловлены мощными дайками базитов и метабазитов, а также горизонтами основных амфибол-пироксеновых и двупироксен-амфиболовых гнейсов и сланцев. Последние переслаиваются со слабомагнитными гранатсодержащими метаморфическими образованиями — аналогами таковых в хапчанской серии на Анабарском щите.

Несовпадение осей положительных магнитных и гравитационных аномалий объясняется характером распределения плотности в кристаллической толще. Слабомагнитные гранатсодержащие гнейсы и сланцы обусловливают более интенсивные гравитационные аномалии, чем интенсивно намагниченные диабазы и меланократовые метаморфические образования.

Магнитные аномалии изометричной формы обусловлены штоковыми интрузиями базитов в толще архейских

образований. Расчетные глубины залегания их апикальных частей близки к расчетным глубинам поверхности кристаллического фундамента (см. рис. 2).

Вопрос о времени внедрения в архейскую толщу больших масс базитов и, возможно, ультрабазитов (в местах слабо интенсивных магнитных аномалий) требует специального изучения. Естественно, внедрение интрузий происходило не позднее начала осадконакопления палеозойских карбонатных толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Булина Л. В.* Якутско-Анабарская структурная зона в фундаменте Сибирской платформы — продолжение Срединного Арктического хребта//Тр. Ленинград. об-ва естествоиспытателей. 1981. № 2. С. 94—104.
2. *Булина Л. В.* Магнитная характеристика верхней части земной коры в районах кимберлитового магматизма Сибирской платформы//Сов. геология. 1985. № 12. С. 113—118.
3. *Гафаров Р. А., Лейтес А. М.* Тектоническое районирование Сибирской платформы и этапы становления ее континентальной коры// Геотектоника. 1978. № 1. С. 48—56.
4. *Ивлиев К. А., Саврасов Д. И.* О физических свойствах кристаллического фундамента Далдыно-Алакитского района//Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, 1976. С. 40—47.
5. *Клопотова Л. В.* Ксенолиты метаморфических пород из кимберлитовых трубок Якутии//Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск, 1985. С. 134—138.
6. *Лутц Б. Г.* Ксенолиты пород Анабарского щита в кимберлитовых трубках//Тр. ЯФ СО АН СССР. 1962. № 8. С. 87—109.
7. *Межвилк А. А.* Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе//Геотектоника. 1979. № 6. С. 86—97.
8. *Розен О. М., Вишневский А. Н.* Строение земной коры Анабарского щита.— М.: Наука, 1986.
9. *Саврасов Д. И.* О возрасте кимберлитовых трубок Средне-Оленекского района//Геология, петрология и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Якутск, 1976. С. 48—51.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 553.63 : 556.3(470.13)

© В. Д. Партная, 1990

Модели формирования подземной гидросферы соленосных артезианских бассейнов Тимано-Печорской провинции

В. Д. ПАРТНАЯ (Тимано-Печорское отделение ВНИГРИ)

Среди артезианских бассейнов Тимано-Печорской провинции выделяются два соленосных: Верхнепечорский второго порядка в контурах Верхнепечорской впадины (ВПВ) на юге и Косью-Роговский третьего порядка в контурах одноименной впадины на севере провинции. Граница между ними проходит в зоне причленения дислокаций Печоро-Малоземельского вала к складкам предгорий Урала. В разрезе осадочного чехла этих бассейнов в отложениях разных по возрасту и глубине залегания присутствуют соляные (галогенные) породы. Так, в Косью-Роговском бассейне соли (галиты), датируемые силуром — верхним ордовиком, вскрыты на глубинах свыше 5300 м. В осадочном чехле ВПВ соли залегают близко к поверхности, и выделяются в составе кунгурского яруса в интервале 270—700 м.

Согласно исследованиям И. К. Зайцева, артезианские бассейны со значительными толщами соленосных отложений в верхней или средней части разреза характеризуются развитием мощной зоны рассолов, заполняющих большую нижнюю часть разреза чехла; зоны солоноватых и пресных вод имеют подчиненное значение. В бассейнах, в пределах которых соленосные отложения имеют сравнительно незначительное распространение и залегают на большой глубине в нижней части разреза чехла, господствуют пресные и соленые воды (до 70 г/л). Суммарная мощность опресненных и слабо минерализованных вод, чаще гидрокарбонатнонатриевого (ГКН)

типа, измеряется километрами; рассольные воды имеют подчиненное значение и развиты преимущественно в нижней части разреза. Эти эмпирические закономерности подтверждаются на примере Тимано-Печорской провинции, что будет показано ниже.

Как уже отмечалось, соляные отложения в Косью-Роговском бассейне вскрыты на западном борту одноименной впадины вблизи основания осадочного чехла, имеющего здесь мощность 7000—8000 м. Соленосный интервал на Кочмесской площади пройден бурением не полностью. Верхняя часть толщи представлена галитом бесцветным, прозрачным, мелко- и крупнокристаллическим, а нижняя, вплоть до забоя — сложным переслаиванием эвапоритовых, карбонатных, терригенных и галогенных пород. При вскрытии соленосных отложений наблюдалось АВПД, превышающее условное гидростатическое давление в 1,4—1,9 раз [5].

Переслаивание пачек (слоев) по данным ТПО ВНИГРИ происходит в следующем порядке: галогенная (каменная соль) — 74—167 м; ангидрито-терригенная — 109—170 м, ангидрито-доломитовая — 307—379 м, сульфатно-карбонатно-галогенная — 111—115 м, сульфатно-доломитовая (вскрытая) — 72—180 м.

Притоки пластовых вод, охарактеризованные как крепкие и очень крепкие рассолы хлоркальциевого (ХК) типа (здесь и далее по В. А. Сулину), получены из сульфатно-терригенной и сульфатно-карбонатно-галогенной пачек. Они принадлежат к группе измененных в процессе диагенеза и катагенеза рассолов различных стадий осаждения, которые сохраняются в линзах песчаников и других межсолевых пород. Их минерализация 297—342 г/л, состав — хлоридно-кальциево-натриевый с высоким содержанием кальция $\left(r\frac{Na'}{Cl'}=0{,}55—0{,}65\right)$, брома (530—1081 мг/л, в т. ч. брома органического 376 мг/л), сероводорода (до 2465 мг/л), и низким — сульфатов $\left(r\frac{SO_4''}{Cl}\cdot 100=0{,}06—0{,}08\right)$ и йода (следы — 2,1 мг/л, табл. 1).

Водорастворенный газ по составу сероводороднометановый с примесью гелия и аргона (сотые доли процента) азота, углекислого газа и водорода.

Из межсолевых отложений (в условиях проявления АВДП) получен приток газоконденсата с высоким содержанием сероводорода.

Пластовые воды, насыщающие вышележащие карбонатные и терригенные породы каменноугольного и пермского возраста, согласно гидрохимическим показателям можно разделить на две группы. Первая — маломинерализованные (опресненные) элизионные воды континентальных и лагунно-морских отложений позднепермского возраста, вторая — маломинерализованные воды и слабые рассолы смешанного генезиса, содержащиеся в карбонатах каменноугольного и раннепермского возраста.

Воды первой группы, сингенетичных вмещающим отложениям, сильно солоноватые (по Н. И. Толстихину), с минерализацией 2,85—6,98 г/л, гидрокарбонатнатриевого (ГКН) типа. Воды второй группы, образовавшиеся в результате смешения нисходящих вод, отжатых из терригенных отложений и вод, сингенетичных вмещающим их карбонатным породам, характеризуются как слабо соленые (10,52—24,91 г/л) или слабые рассолы (64,6 г/л) всех четырех типов по В. А. Сулину.

Влияние опреснения в глубокопогруженных водовмещающих пластах прослеживается и на других площадях западного борта Косью-Роговского бассейна до глубин порядка 3500 м. Так, Падимейская площадь представлена слабоминерализованными водами с содержанием солей 9,4—11,2 г/л до глубины порядка 3300 м; Западно-Ярвожская, где на глубнах свыше 5000 м вскрыты галиты, представлена слабоминерализованными водами (5,8—8,3 г/л) в интервале 2262—2876 м.

Резкое повышение минерализации пластовых вод происходит в эвапоритовых отложениях. Например, на Кочмесской площади в ангидрито-доломитовых породах тарусско-стешевского возраста в интервале 3425—3510 м нисходящие воды, смешиваясь с рассолами гипсовой стадии осаждения, приобретают минерализацию 65,4 г/л (рис. 1).

Химический состав и генезис вод западного борта Косью-Роговского соленосного артезианского бассейна

Площадь	Номер скважины	Интервал опробования, м	Возраст толщи	Минерализация, г/л (удельный вес, кг/м³)	Микрокомпоненты, мг/л			Коэффициенты			Тип вод по В. А. Сулину
					Br'	J'	H_2S	r Na'/Cl	Cl'/Br'	r $SO_4''\cdot 100/Cl'$	
Кочмесская	25	1177—1188	P_2kz	3,09 (1001,9)	14,92	1,06	12,6	1,20	99	9,2	ГКН
„	11	1543,7 1643	P_1k	6,53 (1005)	6,72	1,27	—	1,20	486	5,53	—
„	13	1690—1748,6	P_1ar	10,52 (1008,6)	3,85	1,48	112	0,87	1263	24,7	ХК
„	11	1690—1854	„	24,91 (1016,7)	37,2	8,03	—	0,91	352	12,8	„
„	14	2004—2024	P_1a+s	14,43 (1011,4)	17,17	1,48	3,74	0,89	396	25,3	„
„	3	2059,1—2113,7	C_2b	13,74 (1010,2)	8,54	2,11	183,6	1,37	665	28,9	ГКН
Западно-Ярвожская	100	2262—2376	D_3fm	5,84 (1005,9)	—	—	50,1	1,12	—	427,0	СН
Верхнероговская	1	2260—2457	S_2ld	17,81 (1014)	10,63	нет	169,3	0,95	887	7,8	ХК
Кочмесская	14	2712,5 2770	C_1ok	13,37 (1006)	7,61	5,71	4,0	0,88	807	28,29	ХМ
Западно-Ярвожская	100	2800—2876	D_3fm	8,29 (1007)	нет	нет	10,2	1,37	—	94,9	СН
Кочмесская	25	3435—3510	C_1s	64,60 (1053)	51,21	7,40	88,4	0,94	714	6,13	ХК
„	6	5572—5708	O_3	342,2 (1237,1)	1081,6	нет	2465	0,55	191	0,06	„
„	6	5874—6069	„	309,9	600,5	1,48	319	0,61	312	0,08	„
„	5	6114—6115	„	328,4 (1192,4)	685,2	7,40	986	0,60	291	0,08	„

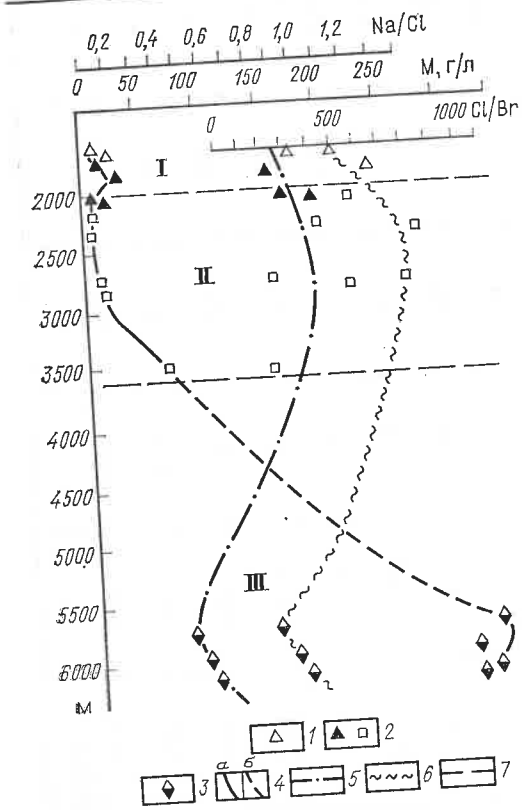


Рис. 1. Изменение гидрохимических характеристик пластовых вод Косью-Роговского соленосного бассейна с глубиной в отложениях:

1 — терригенных перми, *2* — карбонатных перми и карбона, *3* — соленосных ордовика и силура; кривые: *4* — минерализации, г/л, *5* — натрийхлорного коэффициента, *6* — хлорбромного коэффициента; *7* — границы типов вод (I — ГКН элизионного генезиса, II — ГКН—СН—ХМ—ХК смешанного генезиса, III — ХК реликтовые межсолевые рассолы)

С ростом минерализации от первой группы вод ко второй увеличивается сульфатность, уменьшается бикарбонатность и натрийхлорный коэффициент от 1,8 в водах типа ГКН до 0,83 в водах хлормагниевого (ХМ) типа. Хлорбромный коэффициент вначале растет, достигая максимума значений (1327) в карбонатах артинского возраста, затем уменьшается до значений 665—714 в каменноугольных отложениях (см. рис. 1). Содержание брома и йода составляет соответственно 2,6—17,2 мг/л и 0,42—5,17 мг/л, иногда достигая максимумов: 34,3—41,5 мг/л Br′ и 3,8—8,3 мг/л J′ в контактных водах, являясь, по-видимому, показателем нефтеносности. В отдельных пробах содержится Br′ органический, что также свидетельствует в пользу жидких УВ [2].

Во всех пробах присутствуют аммиак (12—60 мг/л) и сероводород (3,74—707 мг/л), что также является признаком органического компонента в водах. Залежи нефти или нефтепроявления обнаружены в пределах ареалов вод двух типов — ГКН — в терригенно-карбонатных нижнепермских отложениях и сульфатнонатриевого (СН) в карбонатах каменноугольного возраста.

Подземная гидросфера верхней части осадочного чехла (карбон — пермь), по крайней мере, в исследованных интервалах находится в нормальных гидростатических условиях и в гидродинамическом отношении представляет собой единую систему.

Итак, осадочные отложения западного борта Косью-Роговского бассейна вмещают пластовые воды трех групп. С ростом глубины залегания водовмещающих пород и с изменением их литологического состава возрастают минерализация вод, содержание в них брома и сероводорода, а также происходит смена генетических типов вод от ГКН через СН и ХМ к ХК и изменение гидродинамических режимов от нормального гидростатического в надсолевых отложениях к сверхгидростатическому в межсолевых.

В химическом составе вод первой и второй групп не наблюдается влияния ордовикских солей. Следовательно, соляная толща на глубинах свыше 5000 м при высоких пластовых температурах (более 120 °С) приобретает пластичность и служит экраном на пути вертикальных перетоков из подсолевых отложений. Возможно, как отмечает О. А. Бабошина [3], интенсивная восходящая миграция глубинных рассолов, сопровождающаяся выносом из недр УВ, происходила в тектонически активные периоды. На рассмотренном участке Косью-Роговского бассейна следов перетока рассолов вверх не обнаружено. Перенос подсолевых флюидов, вероятно, осуществлялся по зонам тектонических разломов, гидроразрывов, надвиговым и поднадвиговым нарушениям и нахождение крепких рассолов выщелачивания вполне возможно в зонах, весьма удаленных от соляных пород.

В отличие от Косью-Роговского в осадочном чехле Верхнепечорского

бассейна соляные отложения, залегающие близко к поверхности, имеют несколько иной состав солей и распределение слоев (пачек) пород. Так, они представлены в верхней и нижней частях ангидритами (гипсами), а в средней — галитом, карналлитом и сильвинитом. В самом галогенном комплексе выделяются три зоны: подстилающая каменную соль, калийно-магниевая и покровная соли. Пласты солей перекрываются глинистыми отложениями.

Распределение пачек можно представить (по А. В. Иванову, 1955) в следующем порядке: терригенно-доломито-ангидритовая — около 40 м; покровная каменная соль — около 19 м; калийно-магниевые соли — около 40 м; нижняя пачка каменной соли — около 122 м; сложное чередование каменной соли, глин, ангидритов и доломитов — около 234 м; ангидриты с прослоями глин и доломитов — около 89 м.

Пластовые воды данного региона, изученные в интервале 82—2940 м, можно разделить на две группы, относящиеся к одному генетическому типу — ХК. Маломинерализованные воды, притоки которых получены на некоторых площадях соленосного района, связаны с отсутствием соляных пород и имеют подчиненное значение.

Хлоркальциевые рассолы первой группы — это воды, сингенетичные соленосным отложениям, представляющие собой метаморфизованные маточные рассолы. К ним можно отнести очень крепкие рассолы ХК типа на Якшинской и Рассохинской площадях. Так, в скв. 1005-Якша и 753-Рассоха с глубин 650—692 м из межсолевых отложений получены рассолы, характеризующиеся высоким содержанием солей (316,99—341,45 г/л), брома (532,8—796,5 мг/л), низким — сероводорода (до 0,68 мг/л), а также отсутствием йодидов и сульфатов (табл. 2). Коэффициенты метаморфизации $r\frac{Na'}{Cl'}$ и $\frac{Cl'}{Br'}$ равны соответственно 0,57—0,78 и 279—372.

Вторая группа — это ХК рассолы выщелачивания галита, отмеченные на ряде площадей ВПВ (см. табл. 2). Они имеют хлоридно-натриевый состав. Содержание солей в исследованных пробах пластовых вод 103,9—342,8 г/л, брома 35,9—101,2 мг/л (йод отсутствует), сероводорода 4,2—32,8 мг/л, коэффициент сульфатности довольно высок — 1,05—1,63. С глубиной наблюдается тенденция к уменьшению содержания солей, брома, йода по сравнению с максимальными в маточных рассолах. Показатели хлорбромного коэффициента увеличиваются до 4435, натрийхлорного коэффициента — до 0,97—0,99, в реликтовых водах они составляют 0,57—0,66 (рис. 2).

Влияние солей на химический состав пластовых вод прослеживается в разрезе осадочного чехла Верхнепечорского артезианского бассейна от поверхности до предельной глубины 2840 м (забой скв. 7-Курья, с которой была получена пластовая вода). Ниже разрез подсолевых отложений в гидрохимическом отношении не изучен.

В то время как высокометаморфизованные маточные рассолы встречаются только в межсолевых отложениях, воды выщелачивания присутствуют по всему вскрытому разрезу осадочного чехла в ареале соленосности, даже на поверхности в районе р. Патраковки издавна известны соленые озера. Состав воды озер хлоридно-сульфатно-натриевый ХК и СН генетического типа, содержание солей 8,18—18,51 г/л. Эти озера могли образоваться за счет выщелачивания неглубоко залегающих солей поверхностными водами или путем выноса рассолов из недр в периоды тектонических подвижек и смешения рассолов с поверхностными водами.

Единого объяснения механизма проникновения рассолов в подстилающие коллекторы нет. Существует схема, связывающая внедрение вод из галогенных толщ в нижележащие коллекторы с гидравлическим разрывом пород [6]. Нагнетательным механизмом в этом случае служат сами толщи солей — под их давлением жидкий флюид продавливается глубоко вниз по нарушениям и трещинам.

С. И. Смирнов [7] объясняет поступление хлористого натрия от галогенной формации в бессолевые отложения неоднородностью химического потенциала в разных фазах гетерогенной системы или в разных точках гомогенной, что обусловливает самопроизвольный перенос вещества в направлении

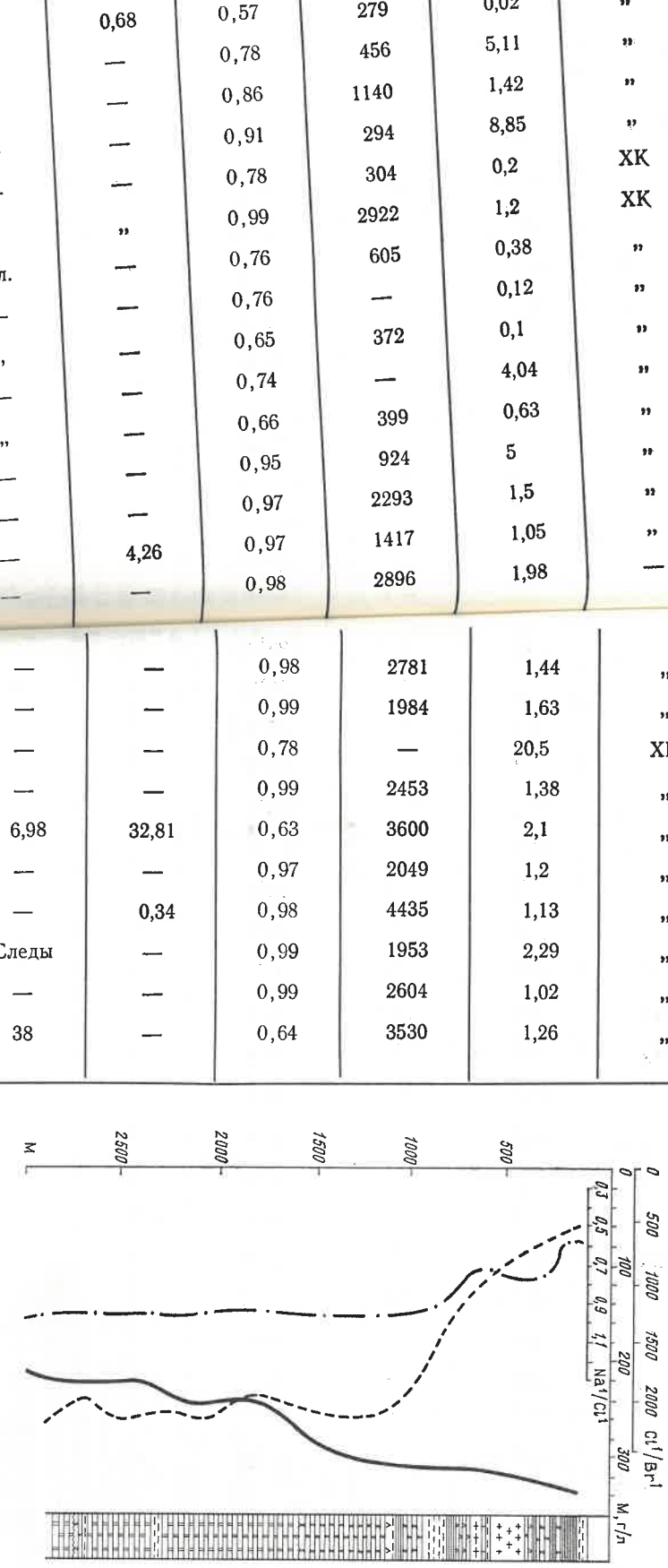


Рис. 2. Изменение гидрохимических характеристик пластовых вод Верхнепечорского соленосного бассейна с глубиной:

1 — терригенные породы, *2* — сульфаты и соли, *3* — карбонатные породы; остальные усл. обозн. см. рис. 1

от больших величин химического потенциала к меньшим. Так создаются потоки вещества, которые замирают только при наступлении термодинамического равновесия.

Некоторые исследователи [1] приверживаются гравитационной теории перемещения вниз более тяжелых вод при дифференциации их в мощных водоносных толщах, благодаря чему более тяжелые воды занимают более низкое гипсометрическое положение.

Нисходящий поток концентрированных растворов ухудшает коллектор подстилающих пород из-за осаждения сульфатов и других солей. Залежи газа и газопроявления, обнаруженные на площадях ВПВ в соленосной зоне как в межсолевых, так и в подстилающих отложениях незначительны по запасам. Следовательно, УВ скапливались в ограниченных зонах сохранившихся коллекторов.

2. Химический состав пластовых вод юга Верхнепечорского соленосного артезианского бассейна

Площадь	Номер скважины	Интервал опробования	Возраст толщи	Минерализация, г/л (удельный вес, кг/м³)	Микрокомпоненты, мг/л			Коэффициенты			Тип воды по В. А. Сулину
					Br'	J'	H_2S	r·Na'/Cl'	Cl'/Br'	r SO_4''·100/Cl'	
Патраковские озера				18,51 (1013,8)	—	—	87,04	1,03	—	13,06	СН
То же				11,23 (1006,1)	—	—	—	1,02	—	15,45	"
Патраковская	597	136--98	P_1k	2,27 (1002,0)	2,66	—	—	2	466	67,69	"
"	573	110	P_2kz	6,63 (1005,8)	5,33	—	—	0,63	731	1,05	ХК
Якшинская	1005	151	P_2u	177,40 (1126,0)	407,3	—	0,68	0,57	279	0,02	"
Березовская	1002	150	P_1k	47,58 (1088,0)	61,27	—	—	0,78	456	5,11	"
Якшинская	1014	276—183	P_2u	103,93 (1074,7)	55,24	—	—	0,86	1140	1,42	"
"	1013	214	"	5,73 (1004,1)	10,6	—	—	0,91	294	8,85	"
"	1005	271—269	P_1ar	341,5 —	796,5	—	—	0,78	304	0,2	ХК
	1014	322—276	P_1k	312,89 (1213,5)	63,93	"	"	0,99	2922	1,2	ХК
Курьинская	581	440—370	"	241,96 (1165,8)	247,4	Сл.	—	0,76	605	0,38	"
Мамыльская	274	591	"	5,54 (1008,5)	—	—	—	0,76	—	0,12	"
В. Рассохинская	763	692,4	"	316,99 (1219,9)	532,8	"	—	0,65	372	0,1	"
Мамыльская	253	723	"	97,98 (1071,5)	—	—	—	0,74	—	4,04	"
Курьинская	581	820—690	P_1	14,22 —	21,31	"	—	0,66	399	0,63	"
Патраковская	573	950	P_1k	77,20 (1055,4)	47,95	—	—	0,95	924	5	"
Курьинская	4	1360—820	$P_1ar—P_1s$	194,70 (1138,0)	50,60	—	—	0,97	2293	1,5	"
"	9	1735—1558	$C_3—P_1s$	226,70 (1090,0)	96,0	—	4,26	0,97	1417	1,05	"
"	4	2091—1830	$C_2—C_3$	249,20 (1167,8)	50,61	—	—	0,98	2896	1,98	—
"	5	1864—1781	P_1a+s	295,85 (1159,1)	50,6	—	—	0,98	2781	1,44	"
"	8	1980—1930	P_1a	117,86 (1087,0)	53,90	—	—	0,99	1984	1,63	"
Рассохинская	60	2167—2110	P_1a	25,14 (1017,2)	—	—	—	0,78	—	20,5	ХК
"	"	2211—1887	$C_3—P_1$	251,87 (1171,9)	61,27	—	—	0,99	2453	1,38	"
"	54	2260—2182	P_1a+s	216,55 (1145,0)	35,96	6,98	32,81	0,63	3600	2,1	"
В. Рассохинская	59	2320—2050	P_1k	227,84 (1156,6)	66,60	—	—	0,97	2049	1,2	"
Сев. Курьинская	8	2544—2366	C_2m	236,69 (1160,5)	31,97	—	0,34	0,98	4435	1,13	"
Курьинская	1	2680—2670	C_1v	175,14 (1121,0)	53,28	Следы	—	0,99	1953	2,29	"
"	7	2840—2805	C_1t	244,95 (1166,3)	50,54	—	—	0,99	2604	1,02	"
Пачгинская	22	2883—1153	C_1	223,37 (1153,5)	38,20	38	—	0,64	3530	1,26	"

Итак, в Верхнепечорском бассейне, в котором соли залегают близко к поверхности, подземная гидросфера в изученном интервале сформировалась под их влиянием, и данный участок разреза осадочного чехла представляет единую в гидрохимическом и гидродинамическом отношении систему, существующую в условиях нормального (гидростатического) пластового давления.

В Косью-Роговском бассейне, где соляные породы находятся близко к основанию чехла, в верхней части разреза господствуют опресненные и слабо соленые воды элизионного и смешанного происхождения. Соленосная толща служит водоупором, делящим разрез осадочного чехла на две зоны, различные в гидрохимическом и гидродинамическом отношениях. В межсолевых отложениях обоих артезианских бассейнов наблюдаются реликтовые рассолы, заполняющие линзы терригенных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аширов К. Б., Муслимов Р. Х.* О причине аномальности вод кристаллического фундамента//Геология нефти и газа. 1979. № 9. С. 51—55.
2. *Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М.* Теоретические основы нефтяной гидрогеологии.— Л.: Недра, 1972.
3. *Бабошина О. А.* Гидрогеологические критерии зонального и локального прогноза в условиях Сибирской платформы//Прогноз зон нефтегазонакопления и локальных объектов на Сибирской платформе. Л., 1988. С. 128—137.
4. *Зайцев И. К.* Гидрохимические особенности гидрогеологических структур разного типа// Тез. докл. VIII Всесоюзн. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1976.
5. *Партная В. Д.* К вопросу о формировании пластовых вод Кочмесской площади//Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 41—43.
6. *Прозорович Г. Э., Скрынник З. Б.* Внедрение вод из галогенных толщ в нижележащие коллекторы под высоким давлением и с гидравлическим разрывом пород//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11. С. 143—147.
7. *Смирнов С. И.* Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов.— М.: Недра, 1971.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

© В. М. Смирнов, 1990

УДК 551.331.5(470.111)

Пластовые льды карского побережья полуострова Югорский

В. М. СМИРНОВ (ВНИИморгео)

Вопросы изучения мерзлотно-геологических условий в районах распространения вечномерзлых пород постоянно привлекают пристальное внимание многих исследователей. В последние годы накопились новые данные, касающиеся проблемы строения и условий формирования пластовых залежей подземного льда [1—9].

Анализ опубликованных материалов дает ясные представления об особенностях их распространения на арктическом побережье. Вместе с тем, границы развития изучаемых природных образований льдов этого типа можно было бы расширить. Объективная оценка собранного фактического материала позволила получить дополнительную геокриолитологическую информацию и тем самым в какой-то степени существенно дополнить прежде известные данные, относящиеся к пластовым залежам льда [1, 2, 3].

В настоящей работе приводятся предварительные результаты региональных исследований, посвященных особенностям строения и развития пластовой залежи льда в центральной части Югорского полуострова. Эти работы опирались на натурные обследования береговых склонов, обращенных к морю, и включающих в себя ледяные тела, с таким расчетом, чтобы охарактеризовать мерзлотно-геологическое строение прибрежной суши, выявить литологические особенности горных пород и др. Изучение пространственного размещения пластовых льдов, хорошо обнаженных в летний период термоденудационными процессами, сводилось к определению общей характеристики и внутреннего строения ледяных тел и установлению характера их взаимоотношений с отложениями льдистого комплекса. Степень выдержанности залежи льда в вмещающих пород наблюдалась в обрывах, глубоко врезанных в крутые обвально-осыпные склоны термоэрозионных оврагов, что позволило (с помощью инструментальных измерений) иметь трехмерное представление о геолого-геоморфологических и мерзлотных условиях морского побережья.

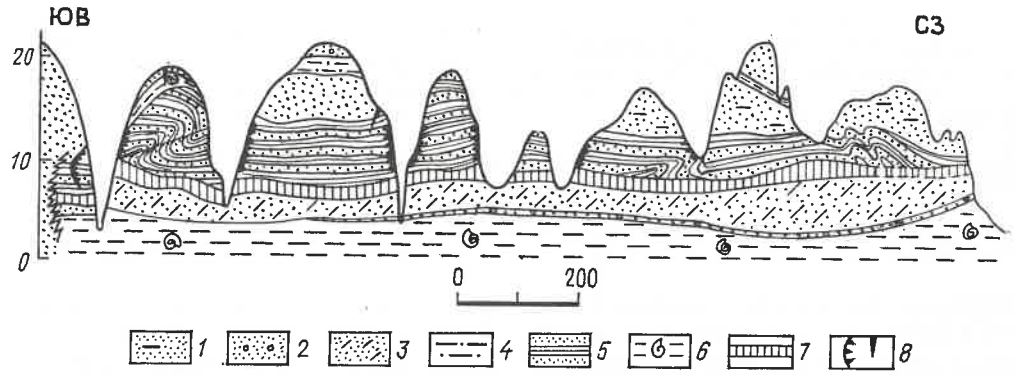


Рис. 1. Геокриолитологический разрез одного из районов полуострова Югорский:

1 — песок мелкозернистый, *2* — песок разнозернистый с гравием, *3* — алеврит, *4* — супесь, *5* — переслаивание песчано-глинистых отложений, *6* — суглинки с обломками раковин, *7* — лед; *8* — ниши вытаивания, морозобойные трещины

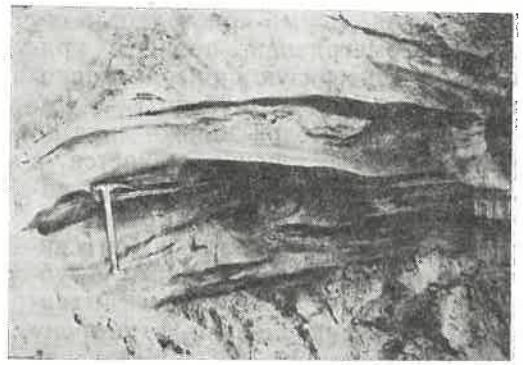


Рис. 2. Фрагменты ребристой поверхности пластового льда

Выраженность пластовой залежи льда в различных частях береговых обнажений побережья фиксируется в виде линейной полосы, вытянутой в юго-восточном направлении (рис. 1). Залежь льда располагается, как правило, на глубине 3—7 м и достигает мощности 3—4 м. Верхняя граница пластового льда проходит на различных высотах — 7—15 м над уровнем моря. Глубина залегания подошвы ледяного тела почти не меняется на участке распространения, имеющего протяженность почти 1,5 км. При термоденудационном формировании береговых склонов пластовый лед, имеющий горизонтальное или близкое к нему залегание, иногда выводится ближе к поверхности склона, перекрываясь маломощным слоем осадков.

В ледовом массиве наблюдается несколько разновидностей льда, распространенных в различных частях изученного разреза (см. рис. 1). В той части разреза, где отмечается наименьшая мощность залежи льда, приуроченной к фациальному замещению глинистых пород и песков, лед представлен в виде переслаивания темных и светлых слоев. Разноцветность последних имеет определенную зависимость от формы вытаивания: выступы окрашены в более светлые тона, темные выполняют углубления в пласте льда, смешанного с супесчаным ледогрунтом. Чередование «ребер» и углублений обусловлено различной интенсивностью таяния вышедших на дневную поверхность чистых и загрязненных минеральными примесями разностей льда (рис. 2).

Строение слоистого льда имеет следующий вид (сверху вниз):

	Мощность, м
Лед с синеватым оттенком, прозрачный	0,80
Льдистая песчаная слоистая порода	0,03
Лед темно-синий, прозрачный	0,02
Льдистая песчано-глинистая слоистая порода	0,11

Лед серый, с включениями песка	0,06
Лед светло-серый с грязно-серым оттенком	0,08
Тонкое переслаивание прозрачного, с синеватым отливом льда (2—3 мм) с светло-серыми, волнистыми слойками (1—1,5 мм) тонкозернистого песка	0,10
Льдистая песчаная порода	0,07
Лед прозрачный с синеватым оттенком	0,04
Тонкое переслаивание серого тонкозернистого песка с темным алевритом (мощность слойков 0,5—1,0 см)	0,25
Лед буровато-серый, слоистый	0,05
Сильно льдистые песчано-глинистые отложения с вертикальными прожилками чистого льда	0,40

Газовые включения рассеяны во льду в виде неориентированных сферических (точкообразных) пузырьков, размеры их не превышают долей миллиметров. Структура льда мелкокристаллическая; форма кристаллов в основном изометричная, размеры кристаллов характеризуются неоднородностью и изменяются от 20 до 1—3 мм.

Строение пластовой залежи льда по простиранию постепенно меняется в юго-западном направлении. Реже наблюдается или отсутствует совсем горизонтальная ребристость, о чем свидетельствует ровная, с редкими углублениями покатая поверхность вытаивания льда, наклоненная в сторону моря под углом 40—50°. Оттаивание грунта летом вызывает постоянное скольжение на обнаженной поверхности льда разрыхленных, переувлажненных песчано-глинистых масс. Характер распределения минеральных включений — разнообразный, зависит от их состава и расположения в пласте льда. Количество глинистого материала увеличивается, а общее содержание минеральных примесей уменьшается от подошвы к кровле пласта. Чаще всего минеральные примеси (алеврито-песчаные породы) располагаются в виде гнездообразных включений, горизонтальных и вертикальных прожилок. На отдельных участках у подошвы пласта наблюдаются прослои крупнозернистого серого песка мощностью до 0,2 м.

Кроме того, внутри льда встречаются крупные песчинки и гравий, размером 0,5—1,5 мм; редко окатанная или угловатая галька светло- и темноокрашенных пород, размером 20—30 мм. По петрографическому составу эти включения не соответствуют вмещающим льды отложениям. Четко выражены вертикально ориентированные скопления пузырьков газа.

Весь массив состоит из прозрачного, стекловидного с радужным изломом льда, отливающего зеленым и голубым, с темно-синим оттенком, если рассматривать его сверху через всю толщу. Лед главным образом крупнозернистый; преобладает вытянутая форма кристаллов, размер которых достигает иногда 50—60 мм в поперечнике; на вкус пресный.

Форма контактов льдогрунтовых образований с подстилающими и перекрывающими породами разнообразная. Нижний контакт пластовой залежи льда обычно ровный или слабо волнистый, не всегда четкий. Вблизи верхнего контакта лед обогащается частицами минеральных примесей, постепенно сменяясь супесчано-суглинистыми породами. В целом для изученного ледяного пласта типично горизонтальное или слабо наклонное залегание.

Условия развития и формирования пластовой залежи льда в данном регионе тесно связаны с мерзлотно-геологическим строением прибрежной суши. Под действием термоабразионных и термоэрозионных процессов в разрезе верхнечетвертичных пород четко препарируются горизонтально или наклонно залегающие слои вмещающих ледяной пласт отложений. В основании пластовой залежи льда хорошо прослеживается толща серых и темно-серых алеврито-глинистых слоистых пород, с плитчатой отдельностью и косой микрослоистостью. На ее фоне ясно видны причудливые петли и фестоны, фрагменты слойков и тонких примазок светло-серого пылеватого песка. По плоскостям отдельности порода сильно ожелезнена. При этом первично-седиментационная слоистость толщи не нарушена.

Ниже по разрезу, у подножья береговых склонов, залегают однообразные темно- и зеленовато-серые неслоистые плотные суглинки, с отдельными включениями хорошо окатанных галек и валунов, обломков раковин мелко-

водных форм, вкрапленников органического вещества (см. рис. 1). Видимая мощность неслоистых суглинков увеличивается к юго-западу.

Вдоль контакта слоистых алевритов и суглинков участками прослеживается невыдержанный прослой разнозернистых светло-серых песчано-гравийных осадков (преобладает гравий темных пород) мощностью от 0,05 м на юго-востоке обнажения до 0,25 м на северо-западе.

Непосредственно над пластовой залежью льда распространена толща (5—8 м) ритмично переслаивающихся (сверху вниз) буровато- и темно-серых алеврито-супесчано-глинистых отложений, которые обнажаются в верхней части разреза на одной приблизительно высоте. У отдельных слоев мощностью от 0,5 до 0,2 м наблюдаются различные углы наклона и загибы вниз и вверх по краям пластов относительно четко прослеживаемой плоскости надвига (см. рис. 1). Перекрывающие лед ритмично-слоистые отложения пронизаны горизонтальными и вертикальными трещинами шириной 0,12—0,1 м, заполненных льдом и утоняющихся кверху, что, очевидно, говорит об инъекционно-сегрегационном генезисе подземного льда.

Разрушающий эффект теплового воздействия на сильнольдистые породы (объемная льдистость достигает 80 %) этой толщи проявляется в образовании обширных ниш вытаивания. Разгружаясь при термоэрозионном процессе, ниши приобретают соответствующие размеры и формы (рис. 3). Протаявший материал при криосолифлюкции обладает способностью менять свою окраску, имеет затхлый запах, что характерно для отложений застойных бассейнов обособленного шельфа.

Выше по разрезу сосредоточены преимущественно песчаные мелко- и тонко-зернистые отложения, с редкими и тонкими прослойками (0,3—0,5 м) суглинисто-глинистых пород. На более высоких отметках располагаются заметно опесчаненные суглинки, с редким гравием и с обломками фауны, а также оторфованные супеси, нередко нависающие над береговым обрывом.

В отличие от пород, залегающих ниже подошвы пластовой залежи льда,

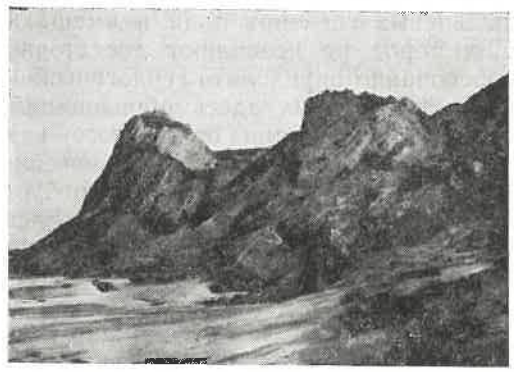


Рис. 3. Пластовый лед в основании дислоцированных песчано-глинистых пород

песчано-глинистые слои его кровли в большинстве случаев смяты в крутые, быстро затухающие на глубине складки, состоящие из симметрично чередующихся, волнообразно залегающих пластов суглинков и глин, с зажатыми между ними слоями светло-серых мелкозернистых песков (см. рис. 1, 3). В зависимости от физико-механических свойств смятых пластов, а также от направления и величины складкообразовательных сил, амплитуда складок колеблется от 2—3 до 5—6 м. В деформированных слоях наблюдается почти полное сохранение фрагментов слоистости осадков, что указывает на возможную связь подземных льдов с дислоцированными породами. В конфигурации изоклинальных, округлых и даже коробчатых складок подчеркивается отчетливая асимметричность. У большинства складок осевая поверхность наклонена под углом 30—50°. По мере удаления смятых слоев от динамического контакта до своего ненарушенного продолжения увеличивается и угол наклона этих слоев. Такое пространственное положение складчатых деформаций предопределяет возможность ледникового покрова на слоистые четвертичные отложения.

Таким образом, полученные результаты исследований дают в целом отчетливые представления о структуре льда, характере проявления ледяных тел в разрезе и величине газовых и минеральных включений. В то же время ограниченность и неравномерная обнаженность изученного участка, сложность дислокаций, слабая изученность химического состава и споро-

пыльцевых спектров льда и вмещающих пород не позволяют достаточно обоснованно определить геологический возраст развитых здесь образований, отличающихся один от другого как структурой, так и физико-механическими показателями. Оценка их требует детального анализа, что составляет задачу последующих исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баду Ю. Б., Трофимов В. Т., Васильчук Ю. К.* Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей льда в северной части Западно-Сибирской плиты//Пластовые льды криолитозоны. Якутск, 1982. С. 13—24.
2. *Геокриологические* условия Западно-Сибирской низменности/В. В. Баулин, Е. Б. Белопухова, Г. И. Дубиков, Л. М. Шмелев.— М.: Наука, 1967.
3. *Втюрин Б. И.* Подземные льды СССР.— М.: Наука, 1975.
4. *Дубиков Г. И., Корейша М. М.* Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 18—26.
5. *Каплина Т. Н.* Криогенное строение отложений крупных склонов в суровых мерзлотных условиях//Мерзлотные исследования. М., 1970. Вып. X. С. 104—111.
6. *Нефтегазоносность* Сибири и Дальнего Востока/Под ред. В. С. Суркова.— Новосибирск: Наука, 1981.
7. *Романовский Н. И.* Формирование полигонально-жильных структур.— Новосибирск: Наука, 1977.
8. *Смирнов В. М.* Особенности морфологии гляциодислокаций на побережье Карского моря//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987, № 3. С. 103—107.
9. *Соломатин В. Н.* Пластовые льды как показатель условий плейстоценового оледенения севера Западной Сибири//Общее мерзлотоведение. Новосибирск, 1978.

Принята редколлегией 25 сентября 1989 г.

ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ

© И. А. Шпильман, 1990

УДК 553.98(470.45)

Обоснование направлений поисковых работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине

И. А. ШПИЛЬМАН (Волго-УралНИПИгаз)

Перспективы увеличения разведанных запасов нефти и газа на юго-западе Оренбургской и севере Уральской областей связаны главным образом с отложениями уфимского и казанского ярусов перми бортовой зоны Прикаспийской впадины, а на юге Волго-Уральского и севера Прикаспийского регионов — среднего отдела девонской системы. Во внутренней части Прикаспийской впадины наиболее обнадеживающей толщей в отношении нефтегазоносности является каменноугольно-артинский комплекс пород.

Рассмотрим вопросы геологического строения, совершенствования методики геологоразведочных работ, историю формирования внутренней части Прикаспийской впадины, соотношения структуры ее гетерогенного основания с наложенной единой солянокупольной областью; образования соляных куполов и гряд; диагенетических связей подсолевых, соляных и надсолевых локальных элементов, а также формирования месторождений нефти и газа.

Недостаточное теоретическое обоснование, иногда принимаемые ошибочные концепции, низкая эффективность геофизических методов исследования площадей, подготавливаемых для глубокого бурения, сдерживают здесь поисковые работы.

В 50—70-е гг., после бурения во внутренней части впадины отдельных непродуктивных скважин, поиски были сосредоточены на более доступных бортовых уступах [4], исходя из того, что докунгурские отложения внутренних частей впадины — породы малопроницаемые депрессионного типа, отложившиеся в обстановке некомпенсированного прогибания впадины и находящиеся на технически недостижимой глубине. Только на северном бортовом уступе было пробурено в эти годы 170 скважин с объемом бурения 537 тыс. м. При этом было затрачено

более 100 млн. руб., а в результате разведано несколько небольших месторождений.

И в настоящее время отрицательные результаты поиска новых месторождений во внутренней части Северного Прикаспия вынуждают геологоразведочные организации сворачивать здесь работы.

Тем не менее обобщение геолого-геофизических материалов Северного Прикаспия предполагает возможность выявления месторождений в подсолевых отложениях внутренней части Прикаспийской впадины [1, 2, 3]. Неудачи бурения (19 поисковых скважин глубиной 4000—5200 м, пробуренных по данным сейсморазведки после открытия месторождения Карачаганак) объясняются тем, что при заложении скважин не учитывалась конкретная геологическая обстановка, скважины бурили на любых подготовленных сейсморазведкой структурах, многие из которых были выделены геофизикой ошибочно. Именно такой постановкой вопроса можно объяснить то, что за истекшие 10 лет после открытия Карачаганакского газоконденсатного месторождения не выявлено ни одного сходного с ним скопления УВ, несмотря на благоприятную геологическую обстановку.

Открытие Карачаганакского месторождения во внутренней части Северного Прикаспия резко изменило конъюнктуру сырьевой базы УВ района; эффективность геологоразведочных работ возросла в 1500 раз по сравнению с работами на бортовом уступе. Тщательное изучение Карачаганака и других месторождений показало, что во внутренней части Прикаспийской впадины имеются подсолевые органогенные нефтегазоносные массивы и постройки, к которым приурочены месторождения УВ, несоизмеримые с мелкими месторождениями бортовых обрамлений. Поэтому Северный Прикаспий и хорошо изученное глубоким бурением и геофизикой Карачаганакское месторождение выбраны в качестве эталона для обоснования направлений поисковых работ.

По данным геолого-геофизических исследований севернее Карачаганака четко выделяется подсолевой бортовой уступ, артинского возраста, протягивающийся в широтном направлении на 600 км и состоящий из органогенных построек высотой по северному крылу до 200 м (рис. 1). Южнее уступа повсеместно установлен некомпенсированный прогиб, сложенный породами каменноугольного возраста — артинского яруса перми, ширина которого на Карачаганакском пересечении достигает 30 км. На других пересечениях ширина этого прогиба бурением не установлена.

На Карачаганакском месторождении пробурено более 90 скважин, одна из которых вскрыла отложения среднего девона. Размеры среднедевонской структуры (28×17 км) установлены по поверхности артинского яруса, высота ее превышает 1,7 км. Абсолютная отметка кровли отложений артинского яруса в своде структуры — 3600 м, ее простирание совпадает с простиранием бортового уступа. Надбашкирская часть разреза толщиной 800 м сложена породами рифтовой формации, а подстилающие эту толщу отложения представлены более слоистыми органогенными обломочными образованиями. На северном крыле толщина каменноугольно-артинского комплекса сокращается в 10—15 раз. Структурные планы соленосных и подсолевых отложений по поверхности артинского яруса не совпадают. Над приподнятой сводовой частью по кровле артинского яруса соленосная иреньская толща кунгура отсутствует. Карбонатные нефтегазоносные породы массива перекрываются ангидритами филипповского горизонта кунгурского яруса, верхнепермскими и мезозойскими, преимущественно терригенными породами. Крутое северное крыло Карачаганакской докунгурской структуры примыкает к соляной гряде иреньского горизонта, которая прорывает вышележащие терригенные отложения пермо-триаса (рис. 2).

Поверхность соли или глинисто-соленосных пород кунгура соляной гряды залегает на глубине 100—200 м, подошву этих отложений в некоторых скважинах не удалось встретить даже на глубине 5500 м. Над докунгурской структурой месторождения примыкающая к ней соляная гряда возвышается почти на 3500 м, по форме в плане она повторяет простирание северного

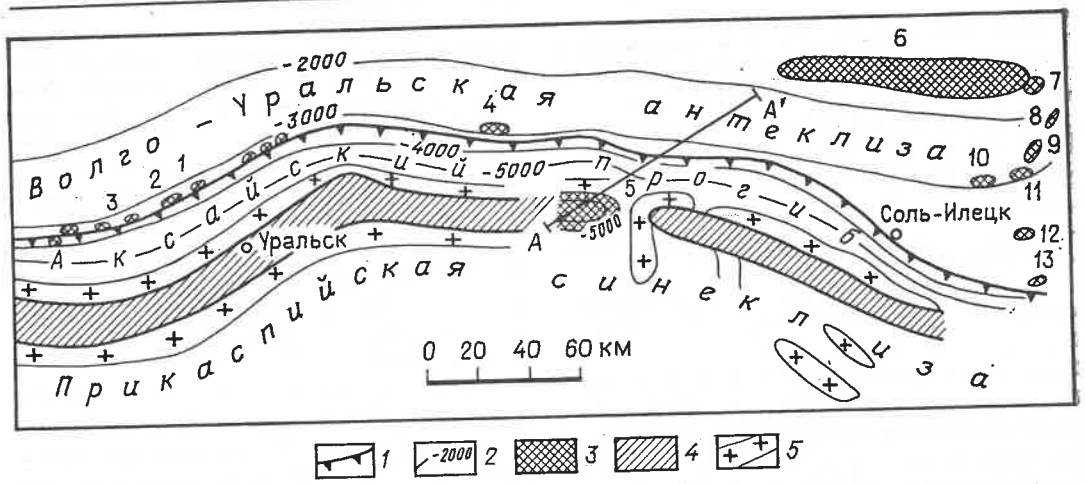


Рис. 1. Обзорная карта Северного Прикаспия:
1 — надсолевой бортовой уступ; *2* — изогипсы по кровле артинского яруса; *3* — нефтегазоконденсатные месторождения в артинско-каменноугольных отложениях (1 — Западно-Тепловское, 2 — Ульяновское, 3 — Токаревское, 4 — Бородинское, 5 — Карачаганакское, 6 — Оренбургское, 7 — Чкаловское, 8 — Южно-Оренбургское, 9 — Северо-Копанское, 10 — Бердянское, 11 — Копанское, 12 — Новопавловское, 13 — Нагумановское); *4* — предполагаемый подсолевой Казахстанский мегавал; *5* — кунгурские соляные валы; А—А' линия профиля на рис. 2

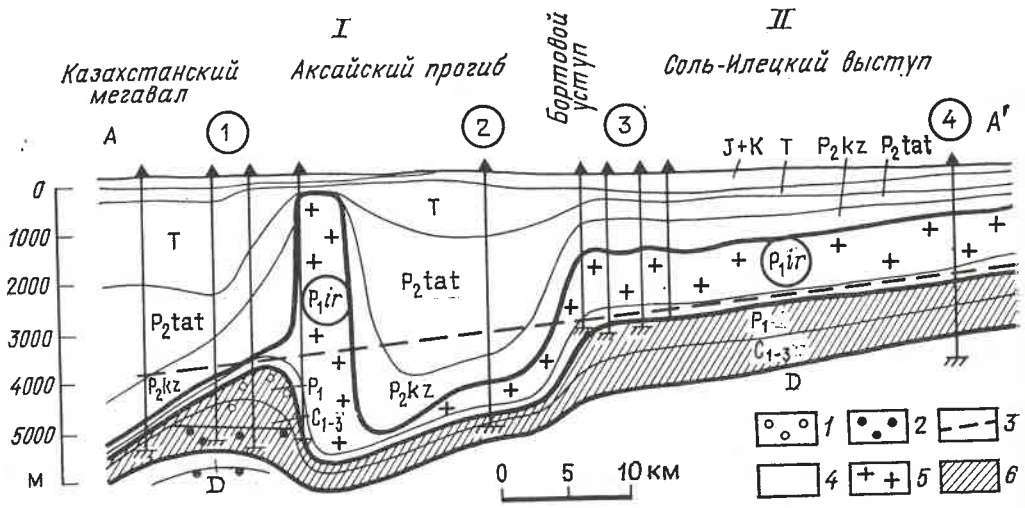


Рис. 2. Соотношения надсолевой терригенной, соленосной и подсолевой карбонатной толщ региона:
1 — газоносность; *2* — нефтеносность; *3* — моноклинальный наклон подсолевой толщи; *4* — надсолевые отложения; *5* — соль; *6* — подсолевые артинско-каменноугольные отложения; I — Прикаспийская синеклиза; II — Волго-Уральская антеклиза; площади (цифры в кружках): 1 — Карачаганакская, 2 — Аксайская, 3 — Лиманная, 4 — Верхнекардаиловская

крыла Карачаганакской структуры и северного бортового уступа (см. рис. 1). Ширина соляной гряды 4 км, она занимает южную часть артинско-каменноугольного некомпенсированного прогиба между Карачаганакской структурой и бортовым уступом. Остальная часть прогиба или лишена соленосных отложений кунгура или толщина их не превышает 500 м.

Органогенные подсолевые образования северного бортового уступа Прикаспийской впадины, а также примыкающая к ним с юга зона некомпенсированного прогибания и Карачаганакский карбонатный массив во внутренней части впадины (см. рис. 1) — фрагменты более обширного рифового палеоархипелага [1, 6]. Например Предуральский прогиб и Камско-Кинельская впадина, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине 30—70 км, обрамляются органогенными постройками и карбонатными мас-

сивами. Кроме того, здесь отмечается связь между органогенной постройкой, некомпенсированным прогибом и соляной грядой, обрамляющей эту постройку (см. рис. 2).

В результате проведенных исследований палеогеографию Северного Прикаспия и других частей впадины можно представить в следующем виде.

1. В каменноугольно-артинское время это был рифовый палеоархипелаг. Составляли его органогенные постройки, массивы органогенных известняков и некомпенсированные прогибы. Прогибалась значительная часть дна эпиконтинентального бассейна, на некоторых участках прогибание компенсировалось осадконакоплением, на других осадки не отлагались. Размах рельефа дна бассейна в предкунгурское время достигал здесь по вертикали 2000 м. Каменноугольно-артинский органогенез является одним из связующих звеньев между гетерогенным основанием впадины и довольно однородной типично солянокупольной областью верхнего структурного этажа всей впадины. В благоприятной палеоклиматической обстановке каменноугольного эпиконтинентального бассейна на различных по своей предшествующей истории участках дна нынешней Прикаспийской впадины начали расти органогенные постройки и формировались сообщества растений. Это был «агрессивный» процесс развития жизни с «захватом» все новых и новых участков дна акватории. Он распространился с разной интенсивностью не только на всю нынешнюю Прикаспийскую впадину, но и на Южное Приуралье. Предположительно в границах Прикаспийской впадины накопилось 500 тыс. км^3 карбонатных пород, предопределивших соответствующее прогибание этой территории. Бурная жизнедеятельность организмов и растений, сопровождавшаяся накоплением многосотметровых по мощности толщ органогенных карбонатных пород на гетерогенном дне бассейна явилась первопричиной изостатического прогибания и образования впадины.

На примере Прикаспийской впадины видна роль органогенеза не только в формировании так называемых локальных «бескорневых» структур и «наложенных» валов, но и надпорядковых тектонических элементов. Известно, что образование ледникового панциря привело к прогибанию земной коры в Антарктиде. Однако в эволюции земной коры надлежащим образом не учитывается роль внешних факторов, их влияние на этапы бурной жизнедеятельности, осолонения бассейнов или оледенения континентов. Все они имеют общепланетарное распространение, отражают циклы солнечной активности и рассматриваются нами как важный энергетический источник многих наблюдаемых в земной коре явлений. Нет никакого сомнения, что многокилометровое перемещение по вертикали миллионов кубокилометров осадочных пород, образовавшихся в Прикаспийской впадине в результате воздействия солнечной радиации, повлияло и на подкоровое вещество.

2. В кунгуре началось засолонение бассейна, сопровождавшееся образованием и повсеместной садкой ангидритов филипповского горизонта. Органогенез прекратился. В иреньское время некомпенсированные прогибы превратились в глубоководные солеродные лагуны. Судя по примыкающей с севера территории Волго-Уральской провинции (на которой не наблюдается соляной тектоники), в солеродных лагунах накопилось 1000—1200 м соленосных пород, т. е. они полностью не заполнились солью.

В позднепермское и мезозойское время соль в солеродных лагунах была перекрыта преимущественно терригенными породами значительной мощности. Давление этих отложений было первопричиной пластической деформации соли и ее пластового перетока. Встретив препятствие в виде органогенных построек, соль устремилась вверх вдоль бортов этих сооружений и образовала соляные диапиры в вышележащих ранее отложившихся напластованиях пермотриаса.

Следовательно, одной из причин формирования соляных гряд являются докунгурские положительные структурные элементы: органогенные постройки и массивы карбонатных пород каменноугольного возраста — артинского яруса перми. Борта этих тектоно-седиментационных элементов придали вертикальную направленность соли в процессе ее пластического движе-

ния из примыкающих некомпенсированных прогибов — солеродных лагун. В свою очередь положение наблюдаемых соляных гряд можно рассматривать в качестве поискового признака нефтегазоносных карбонатных построек.

3. Моноклинальный наклон всей территории (Северного Прикаспия и юга Волго-Уральской антеклизы) создал наблюдаемые в наше время тектоно-седиментационные формы, в т. ч. валы, ограниченные на региональных моноклиналях линейными некомпенсированными прогибами. Такого типа валы, как правило, являются крупными зонами нефтегазонакопления в ряде районов (Арланская, Давлекановская, Уршакская в Башкирии, Ново-Елховская в Татарии, Бобровско-Покровская в Оренбургской области и др.). Ожидаются они и в Северном Прикаспии.

4. В результате жизнедеятельности в каменноугольное и раннепермское время в Прикаспийской впадине образовались не только органогенные массивы, но и колоссальное количество органического вещества (ОВ), состоящего из продуктов жизнедеятельности отмирающих тел отдельных особей и стеблей растений. ОВ накапливалось в некомпенсированных прогибах, которые были своеобразными емкостями: в них аккумулировались и консервировались все органические отходы рифовых палеоархипелагов, поэтому в некомпенсированных прогибах обстановка для жизнедеятельности была неблагоприятной. Накопившееся здесь ОВ позднее было захоронено под солью кунгурского яруса и в процессе последующего погружения под влиянием горного давления осадков и при соответствующей температуре переработано в жидкие и газообразные углеводороды (УВ). Наблюдаемые в этих прогибах битуминозные доманикиты (депрессионные осадки) являются свидетельством проходившего здесь процесса генерации нефти и газа.

В данном случае мы имеем удивительное сочетание благоприятных факторов нефтегазообразования и нефтегазонакопления: УВ, образовавшиеся в некомпенсированных прогибах, мигрировали и накапливались в коллекторах соседних подсолевых органогенных построек. Более высокое гипсометрическое положение последних и меньшее гидростатическое давление по сравнению с прогибами — реакторами УВ, объясняет энергетическую сторону происходившей миграции и аномально высоких пластовых давлений месторождений. Часть УВ проникла и в надсолевые отложения. Месторождения Эмбенского района и обильные нефтегазопроявления надсолевых отложений Прикаспийской впадины — свидетельство такого рассеивания. Повсеместное распространение соляных гряд и куполов в Прикаспийской впадине, их диагенетическая связь с подсолевыми органогенными постройками, нефтегазопроявления, которые также обусловлены глубинными источниками, указывают на масштабы нефтегазоносности подсолевых отложений этого региона. Пока во внутренней части в подсолевых отложениях известны месторождения, пространство которых составляет 5 % площади Прикаспийской впадины.

В отношении доступности подсолевых структур для современной буровой техники можно сказать, что в первую очередь обращает на себя внимание примерно одинаковая глубина (3600—4000 м) подсолевых отложений на многих месторождениях (Карачаганак, Тенгиз, Астрахань, Имашево). Это явление нельзя считать случайным. Для оценки возможных глубин докунгурских структур в Северном Прикаспии мы привлекли данные о соотношении глубины бортового уступа и днища сходного Предуральского прогиба. Несмотря на региональное погружение на юг и днища и бортового уступа, относительное превышение уступа над днищем здесь сохраняется. Не изменяется и превышение северного бортового уступа Прикаспийской впадины над днищем западной части Аксайского прогиба. Поэтому на Деркульско-Карачаганакском участке органогенные сооружения южного борта Аксайского прогиба можно ожидать на глубине до 5000 м, как и на Карачаганакском месторождении. На Линевско-Базыровском участке отмечается погружение бортового уступа на 1000 м и органогенные постройки ожидаются на глубине более 5000 м. Разные авторы называют разные глубины подсолевых отложений, все зависит от позиции в вопросе геологического строения. Не следует делать широких обобщений о глубине подсолевых отложений в той или иной части впадины по результатам одиночных скважин, пробуренных на соляных грядах или в некомпенсированных прогибах и не достигших подсолевых отложений на глубине более 6000 м. Так, на Карачаганакском месторождении в 200—300 м от такой «провалившейся» скважины располагается высоко приподнятый органогенный нефтегазоносный массив (скважины 39, 30).

С учетом расчлененного докунгурского рельефа следует считать доступной для современной техники всю Прикаспийскую впадину. На любом участке можно ожидать некомпенсированный прогиб и соляную гряду с недостижимыми для бурения глубинами подсолевых отложений и примыкающую к ним органогенную постройку вполне доступную для имеющихся станков.

Однако необходимо учесть своеобразие каждого района и характер соотношений органогенных построек, некомпенсированных прогибов, соляных куполов с региональными моноклиналями. В течение 45 млн лет в различных частях впадины неоднократно прерывались благоприятные условия обитания организмов и растений, фиксируемые по целому ряду несогласий, размыву сформировавшихся построек и образованию карбонатных платформ из обломочного детритового материала и т. п. При этом общая направленность всего взаимосвязанного процесса сохранялась. Такая позиция не снижает перспектив открытия месторождений, приуроченных к карбонатным массивам в зонах внедрения во впадину терригенных клиноформ и, в частности, верхнекаменноугольно-нижнепермской на востоке и башкирско-верейской на западе.

Ориентирование на бортовой уступ часто объясняют необходимостью выявления месторождений бессернистого газа и жидких УВ. Фактически газ в подсолевых и межсолевых отложениях бортового уступа содержит 0,94—2,33 % сероводорода. Он нуждается в очистке так же как и карачаганакский газ, содержащий 3,26—3,5 % сероводорода. Бессернистый газ установлен только в девонских отложениях Карачаганака и на юге Бузулукской впадины. Во внутренней части Северного Прикаспия, судя по Карачаганакскому месторождению, на долю жидких УВ, по-видимому, приходится до 40 % от всех ресурсов. На месторождениях бортового уступа содержание конденсата составляет пятую часть содержания конденсата в карачаганакском газе. Поэтому предпочтение при решении вопросов ориентирования геологоразведочных работ остается за внутренней частью впадины и это положение ни у кого не вызывает возражений, тем не менее упомянутые в начале статьи тенденции размещения глубокого бурения свидетельствуют о противоположном.

Внутренняя часть Северного Прикаспия неоднозначна в нефтегазоносном отношении, и бурение на любой «подготовленной структуре» не дает результатов. Мало перспективны некомпенсированные прогибы и соляные гряды, обрамляющие подсолевые органогенные нефтегазоносные постройки. Указанные выше 19 непродуктивных скважин были пробурены на соляных грядах и в некомпенсированных прогибах. Естественно, что для повышения эффективности геологоразведочных работ в этом районе необходимо усовершенствовать геофизические методы подготовки площадей к глубокому бурению, исходя из особенностей геологического строения каждой из названных зон. В частности, с учетом наблюдаемых явлений и высказанных выше палеогеографических соображений некомпенсированный прогиб между Карачаганакской подсолевой структурой и внешним бортовым уступом мы рассматриваем как фрагмент относительно узкого (30—70 км) Аксайского некомпенсированного прогиба. Впервые на явления некомпенсации в этом районе указано в работе В. М. Познера и С. М. Камалова [3].

Массивы подсолевых известняков и органогенные постройки, ограниченные на региональной моноклинали глубоким (2 км) Аксайским некомпенсированным прогибом, выделены в качестве крупной зоны нефтегазонакопления, названной нами Казахстанским мегавалом (см. рис. 1). Основанием для выделения Казахстанского мега-

вала послужили: соляные гряды западнее и восточнее Карачаганакского месторождения, рассматриваемые в качестве индикаторов артинско-каменноугольных нефтегазоносных структур; явления некомпенсированного прогибания, повсеместно прослеживаемые южнее северного бортового уступа впадины; положение поверхности артинских отложений Карачаганакского месторождения на единой региональной моноклинали юга Волго-Уральской антеклизы (см. рис. 2).

По геофизическим данным Казахстанский мегавал не улавливается, точно так же как в свое время геофизическими методами не удавалось определить положение Оренбургской и Карачаганакской подсолевых структур. Тем не менее Казахстанский мегавал выделяется в качестве первоочередного объекта для проведения поисковых работ во внутренней части Северного Прикаспия.

Плотность разведанных запасов УВ Карачаганакского месторождения — (составной части Казахстанского мегавала) свидетельство масштабов процесса аккумуляции УВ в месторождениях этой региональной структуры, ограниченной по воздыманию моноклинали Аксайским желобом. При изучении геофизического материала с позиции упоминавшихся соотношений различных тектоно-седиментационных элементов на отдельных сейсмических профилях на границе межсолевых мульд и соляных поднятий удается проследить фрагменты каменноугольно-артинских структур.

На Казахстанском мегавалу рекомендуется осуществить комплекс геофизических исследований и глубокого поискового бурения. Для проведения такого комплекса намечены площади, числящиеся подготовленными для глубокого бурения, и участки, где на сейсмических профилях наблюдаются лишь фрагменты артинско-каменноугольных структур в сочетании с другими положительными факторами общегеологического порядка. Смысл комплекса состоит в получении данных бурения для более уверенной обработки геофизического материала и более уверенного ориентирования дальнейшего поискового бурения. Речь идет об организации целенаправленного поиска месторождений, соизмеримых с Карачаганакским, с отступлением в ряде случаев от официально принятых этапов и стадий геологоразведочных работ на нефть и газ.

Вовлечение в поисковое бурение крупных надпорядковых объектов, путем бурения одиночных поисковых скважин на значительном удалении друг от друга позволяет дать оценку нефтегазоносности всей зоны нефтегазонакопления. В свое время таким путем удалось оценить промышленные ресурсы известных Ромашкинского нефтяного и Оренбургского газоконденсатного месторождений, сократив число поисковых и разведочных скважин. Необходимо организовать проведение такого комплекса на 5—6 участках западнее и на 2—3 участках восточнее Карачаганакского месторождения на Казахстанском мегавалу. Из числа подготовленных площадей заслуживают внимания Северо-Уральская и Кузнецовская западнее Карачаганакского месторождения, бурение скважин на которых намечено ПГО «Уральскнефтегазгеология». Хотелось бы несколько сместить положение намеченных первоочередных скважин, совпадающее с соляными грядами. Ложные сейсмические структуры, совпадающие с соляными грядами — одна из причин неудач с поисками новых месторождений в Северном Прикаспии. Остальные скважины намечаются на участках с фрагментами структур по геофизике и по общегеологическим соображениям. Расстояние между намечаемыми параметрическими скважинами — 50—75 км. Восточнее Карачаганакского месторождения в качестве участков для проведения комплекса параметрического бурения и геофизики рекомендуется широтное южное ограничение Сухореченской соляной гряды, южные ограничения Линевской и Буранной соляных гряд.

Поисковое бурение на других участках Северного Прикаспия целесообразно осуществить после проведения работ на Казахстанском мегавалу. Тем не менее имеет смысл заложить глубокие скважины на соляных куполах-гигантах Челкар, Круглый, Индер, которые возможно отражают подсолевые карбонатные платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое* строение Оренбургского газоконденсатного месторождения и перспективы дальнейших геологоразведочных работ в пределах Яикского свода/И. А. Шпильман, С. П. Максимов, А. А. Воробьев и др.// Геология нефти и газа. 1972. № 7. С. 1—9.
2. *Направление* и методика проведения геологоразведочных работ с целью открытия и разведки газоконденсатных месторождений в северной бортовой части Прикаспийской впадины/С. П. Максимов, И. А. Шпильман, Р. В. Бахтияров и др.//Геология нефти и газа. 1983. № 1. С. 1—8.
3. *Познер В. М., Камалов С. М.* Особенности палеоструктуры подсолевого комплекса северного борта Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности// Структурные особенности и перспективы нефтегазоносности осадочного комплекса Прикаспийской впадины. Л., 1979. С. 44—46.
4. *Разведка* бортового уступа Прикаспийской впадины — неотложная задача/Н. С. Ерофеев, А. Г. Алексин, Г. П. Макаров и др.// Геология нефти и газа. 1970. № 5. С. 10—16.
5. *Хатьянов Ф. И., Насыров С. С., Тихонова В. А.* Основные типы соотношений соляных структур с локальными поднятиями подсолевого ложа на примере южной части Предуральского краевого прогиба//Условия образования и особенности нефтегазоносности соляно-купольных структур. Киев, 1966. С. 56—64.
6. *Шпильман И. А.* Нефтегазоносные рифовые палеоархипелаги Волго-Урала и Северного Прикаспия//Прогнозирование нефтегазоносности недр. М., 1982. С. 72—77.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

УДК 553.6(571.151)

© М. И. Савиных, О. А. Кононов, 1990

Признаки эндогенности алтайского мумиё

М. И. САВИНЫХ, О. А. КОНОНОВ (ПГО «Запсибгеология»)

По поводу происхождения народного лекарственного средства — мумиё, имеющего много других местных названий, существуют три гипотезы: биологическая, зоологическая и геологическая. Исходя из био- и зоогипотез продуцентами мумиё являются микробиальные и растительные объекты либо внутренние органы различных животных. Геогипотезы рассматривают мумиё как продукт геологических процессов.

Догадки о геологическом происхождении мумиё высказывал еще Ибн Сина. Этимология древнетибетского названия мумиё «браг-жун»: «браг» — скала, «жун» — натеки, буквально — «скальные натеки» — говорит о его геологической природе [1]. О связи «каменного масла» Забайкалья с возгонкой определенных фракций нефти по активным глубинным разломам писал Н. С. Бескровный (1967). О нефтяном происхождении мумиё говорится в Геологическом словаре. Прослеживается тектонический контроль скоплений МОВ (минерально-органического вещества) рифтовыми зонами [6], причем одни исследователи связывают образование мумиё с мантийными процессами, другие обосновывают возможность тектономеханохимических воздействий [4]. В настоящем сообщении рассматриваются некоторые признаки эндогенности мумиё, этого водорастворимого (1 : 8) битума, как самостоятельного продукта тектономеханохимических процессов.

Карагемский грабен расположен в юго-восточной части Горного Алтая и принадлежит субширотной ветви глубинного Чарышско-Теректинского разлома. Карагемский грабен протягивается на 30 км в северо-восточном направлении, имеет клиновидную форму, ширина его от 6,5 км в юго-западной до 1 км в северо-восточной частях. Грабен оконтурен системой сопряженных дизъюнктивных нарушений с оперяющими разрывными дислокациями. Нижне-среднепалеозойские отложения в грабене смяты в крутые складки с размахом крыльев до 100 м и представлены зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, известковыми алевропелитами, гравелитами, мраморизованными известняками, вулканитами преимущественно кислого состава. В зонах разрывов породы интенсивно рассланцованы, брекчированы и гидротермально изменены — окварцованы, хлоритизированы, гематитизированы.

С севера и юга к грабену примыкают гранитоидные массивы, имеющие несколько меньшие размеры. К грабену приурочены рудопроявления вольфрама, кобальта, отмечается медная и золотая минерализация. Связь разрывов со складчатыми структурами раннего и среднего палеозоя и характер сопровождающего их динамометаморфизма свидетельствуют о том, что разрывы сингенетичны кембрийской и девонской складчатости. Обновление тектоники происходит и в настоящее время. Геоморфологически грабен принадлежит альпинотипной зоне и отчасти — эрозионной выровненной поверхности раннечетвертичного возраста (В. К. Дмитриева, К. А. Волочкович и др., 1965).

Скопления мумиё до 1—5 кг, крайне редко 20—40 кг, наблюдаются на всем протяжении южной экспозиции крутого северного борта грабена от абсолютных отметок 1500 м береговых скал западной оконечности в отрогах Южно-Чуйского хребта до 2800 м восточной — на Северо-Чуйском хребте. Мумиё здесь сохранилось благодаря относительно сухому климату (отсутствие растворяющего действия воды) и наличию горных полостей различной формы (карстовые наклонные фестоны, заложенные по зонам трещиноватости, нависшие вниз тектонические козырьки плит, полости под делювиальными глыбами).

Химический состав мумиё, %

Компоненты	Проба из штольни	Среднее двух разновидностей		
		Содержание	Среднее квадратическое отклонение	Число проб
SiO_2	19,63	30,94	1,27	6
Al_2O_3	8,89	8,83	3,22	6
MgO	11,91	6,84	3,34	6
K_2O	9,8	11,28	6,64	6
CaO	36,12	18,43	10,61	6
Na_2O	0,75	1,51	0,52	6
C	53,06	44,93	4,43	11
H	5,91	5,43	0,61	11
N	6,17	6,17	1,77	11
P	—	0,37	0,16	9
S	1,0	0,8	0,73	9
П. п. п.	0,56	1,01	1,61	6
Зольность	25,04	39,55	12,54	11
Влага	6,55	4,76	0,99	11
Бензольный битумоид *Вв*	4,2	1,75	1,24	11
Водный битумоид *Vv*	—	31,18	6,82	7

Как и в большей части Горного Алтая, мумиё Карагемского грабена представлено двумя разновидностями, зачастую смешанными между собой. Первая представляет собой смолоподобные массивные черные с жирным блеском слабопахнущие образования — пленки, натеки, комки. Вторая разновидность — псевдооолитовые бурые скопления в виде рыхлых масс и комков явно копрогенного характера. Обе группы включают в себя обломки пород, причем во второй до 70 % объема составляет растительный «мусор», по заключению палеоботаника Е. А. Пономаревой, представленный остатками окружающей флоры, насекомых, зубами, скелетами, иногда тканями грызунов.

Верхний предел возрастного диапазона растительных остатков, по данным палеокарпологии — вторая половина позднего голоцена. Радиоуглеродный возраст одного из образцов — 1540±45 лет (определения Л. В. Фирсова и Л. А. Орловой в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР). Рентгеноструктурным анализом (рентгеноскопист М. В. Карпенко) наряду с минералами, заимствованными из вмещающих пород (кальцит, полевые шпаты, слюды, апатит), установлены новообразованные известь, гипс, арканит, гидрооксиды железа, марганца. Средний химический состав указанных разновидностей по статистическим параметрам близок (таблица).

Почти во всех случаях удается наблюдать пути истечения мумиеносных растворов из закрытых трещин любой ориентировки. Если приемная полость заложена в коренных породах, то по своду и стенкам ее отмечаются помимо застывших бисеринок, капель, сталактит-сталагмитов смолистого вещества сухие корки серого пузыристого кальцита, землистых налетов зеленых оксидов меди, а также железа и извести. Такие же минеральные агрегаты сопровождают пути поступления мумиё в полости под делювиальными глыбами, но в этих случаях путь мумиеносных растворов из трещин-коллекторов коренных пород можно проследить по полосе псевдовлажного делювия, в котором как бы плывет «дренирующая» глыба. Слоистость как сводовых и настенных наплывов, так и подошвенных скоплений (мощность слойков от 0,1 до 1 см) наводит на предположение о неодноактном поступлении растворов.

На явно эндогенный характер поступления мумиё указывают скопления свежего, влажного, со специфическим ароматом мумиё между бревнами крепи и стенками в устье штольни тридцатилетней давности, пройденной в кобальтитоносных кварцитах экзоконтакта гранитного массива. Мумиеносные мажущиеся коричневым растворы покрывают буроватой пленкой плоскости коренных пород, стекают по бревнам, пропитывая их, на землю, где смешиваются с рыхлым материалом. Повсеместно отмечаются черные свежие рисовидные экскременты мышей. Отличается найденное в штольне мумиё и по химическим характеристикам (см. табл.), причем различия в химическом составе подчеркивают свежесть агрегата.

Из исследованных взаимоотношений химических компонентов сразу же привлекло внимание поле корреляции углерода и бензольного битумоида (рис. 1), выявляющее фактическую функциональность их связи, к тому же неоднородной. Если функциональность связи явно указывает на углеводородную природу части углерода, то в отношении неоднородности можно предположить двухактность процессов поступления мумиеносных растворов либо наличие двух разных типов бензольного битумоида.

Компьютерная классификация (кластерный анализ) содержаний химических компонентов нижней ветви поля корреляции, как по более представительной, позволила выявить три группы компонентов (рис. 2). Первая — зольно-силикатная группа, отражающая состав контами-

нированных обломков вмещающих пород. Вторую можно определить как газоводнощелочную, отражающую, видимо, гидратно-глинистую составляющую, которая может попадать в вещество мумиё-сырца вымыванием или выщелачиванием из стенок трещин движущимися капиллярными растворами. И, наконец, углеводородная группа, связанная с водой и минеральной алюмомагниево-кальциевой составляющей.

Переходя к обсуждению вышеперечисленных результатов, следует сразу заметить, что альтернативные геогипотезе био- и зоогипотезы получили статус научного обоснования лишь с начала 60-х годов, когда лекарственный дефицит только намечался. Именно тогда возник вопрос о первичности и вторичности описанных нами двух разновидностей мумиё. Невозможность игнорировать явные факты истечения мумиё из трещин горных пород вынудила непрофессионалов объяснять это размывом и переотложением якобы гипсометрически выше лежащих скоплений масс, образованных био- или зоопутями. Все наши попытки обнаружить такие массы не увенчались успехом. А в ряде случаев были обнаружены залежи первичного мумиё (первая разновидность) в полостях непосредственно на вершинах одиночных изолированных мелких сопок-скал, куда «переотложение» могло идти только по восходящей.

К пониманию первичности именно этого эндогенного мумиё приходили Ю. Н. Нуралиев и П. П. Денисенко (1977). Но еще в 1947 г. В. А. Успенским, А. И. Горской и И. П. Карповой было доказано, что животных в мумиё (альгаритах) привлекает углеводно-белковый состав водорастворимой части (в отношении первичности обсуждались лишь две альтернативы: либо это начальный, либо конечный продукт нефти). Более того, выводы об эндогенности «горного масла» Минусинских впадин делали еще П. П. Семенов и Г. Н. Потанин. Несколько позже А. В. Андрианов (1889) описывал в Туве «смолообразное пахучее вещество, на воздухе застывающее в твердую массу. Оно течет из трещин скал или в сильные жары или в сильные морозы» («горный деготь»). Видимо, такие же признаки имел в виду Б. Ф. Сперанский (1936), ссылавшийся на алтайские маршруты В. А. Обручева и М. К. Коровина, когда допускал наличие нефти на Алтае. В приуроченности скоплений мумиё (озокеритоподобных битумов) в Туве и Минусинских впадинах к тектоническим дислокациям не сомневались геологи-нефтяники М. Н. Соколова и С. И. Миронов (1958), также ссылавшиеся на своих коллег-предшественников 30-х годов (кстати, почти все они еще тогда упоминали об альтернативных народных зоогипотезах).

М. Н. Соколова и С. И. Миронов обосновали невозможность возникновения имеющегося уровня концентраций углерода в этих образованиях за счет углерода вмещающих пород, тем более, что эти смолистые массы они фиксировали и в девонских вулканитах. Для сравнения: содержания (%) углерода в 24 пробах минусинского мумиё составили по нашим расчетам с использованием материалов М. Н. Соколовой и С. И. Миронова 45,19 (среднеквадратическое отклонение 9,5), в 18 пробах тувинского 46,31 (9,53), в 15 пробах алтайского 46,81 (4,26). Соответственно, содержания во-

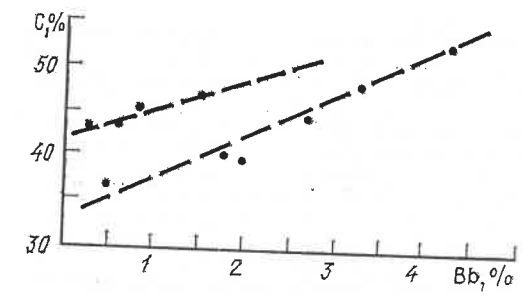


Рис. 1. Поле корреляции содержаний углерода и бензольного битумоида из мумиё Карагемского грабена

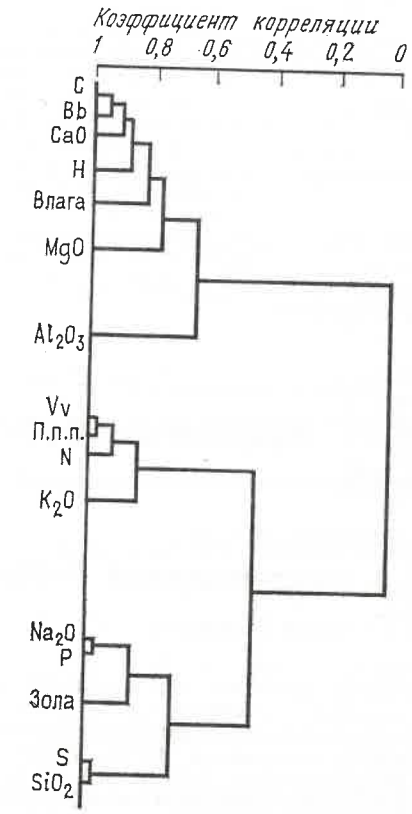


Рис. 2. Кластерный анализ элементного состава проб нижней ветви поля корреляции рис. 1

дорода составили 7,76 (1,76), 7,69 (1,59) и 6,22 (2,03). Такой уровень концентраций их, по Геологическому словарю, является признаком нефтяного происхождения мумиё. Статистически равны (при 5 % уровне значимости) и содержания азота — 8,79 (4,41), 8,25 (4,4) и 5,65 (2,1), серы — 0,5 (0,46), 0,22 (0,38) и 0,69 (0,56). Различаются лишь содержания бензольного битумоида — 16,75 (9,16), 4,36 (6,48) и 1,68 (1,04). В то же время упомянутая выше единичная проба из штольни по этому компоненту близка к тувинскому высокогорному мумиё.

Углеводородный характер карагемского бензольного битумоида подчеркивается и тесными

связями содержаний его в мумиё с таковыми углерода и водорода: коэффициенты парной корреляции 0.95 и 0.84 соответственно. Группирование углеводородной с минеральной алюмомагниево-кальциевой составляющей в мумиё может подтверждать каталитическую роль ее в природном синтезе углеводородов, как это обосновано А. О. Лапидусом и С. М. Лаптевым [3]. Правда, Н. А. Озерова и др., сообщающие о находках легких фракций углеводородов в сопряженной с Карагемским грабеном Чаган-Узунской ветви Чарышско-Теректинского разлома, связывают их с поступлением по разломам из эвапоритов захороненных артезианских бассейнов [2]. О горючих газах из разлома-рифта Телецкого озера сообщает А. М. Малолетко (1975).

Разумеется, наши результаты не могут претендовать на исчерпывающее решение всех аспектов глубинной природы мумиё Карагемского грабена, но на эндогенность его указывают: капельные и натечные пути истечения мумиё из закрытых трещин, слоистость самого мумиё и минеральные образования квасцовой природы; особенности химического состава мумиё — содержания и взаимоотношения углерода, водорода, бензольного битумоида и минеральной составляющей; близость многих характеристик алтайского мумиё таковым минусинского и тувинского, эндогенная природа которых считается доказанной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базарон Э. Г., Дашиев М. Д.* О происхождении «мумиё» — браг-жун в «Джун-ши» и его комментариях//Биологические ресурсы Восточной и Юго-Восточной Азии и их использование. Владивосток, 1978. С. 31—35.
2. *Источники* серы ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области/ Н. И. Озерова, А. С. Борисенко, В. И. Виноградов и др.//Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 622. С. 156—171.
3. *Лапидус А. Л., Локтев С. М.* Современные каталитические синтезы углеводородов из окиси углерода и водорода//Журнал Всесоюзного химического общества им. Д. И. Менделеева. 1986. Т. 31. № 5. С. 527 (47)—532 (52).
4. *Лофор* — источник мумиё?/И. Н. Семашева, В. И. Попов, А. С. Садыков и др./Докл. АН УзССР. 1982. № 3. С. 30—35.
5. *Новгородова М. И., Юсупов Р. Г., Дмитриева М. Т.* Кубический карбид кремния в срастании с графитом и алмазом из мумиё//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 5. С. 1205—1207.
6. *Юсупов Р. Г., Дженчураев Д. Д., Хатамов Ш.* Геохимические особенности среднеазиатского мумиё//Геохимия. 1979. № 10. С. 1534—1540.

Принята редколлегией 27 ноября 1989 г.

ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 546.92(061.3) (047.6)

© Л. И. Гурская, 1990

Пятый Международный Платиновый симпозиум

Л. И. ГУРСКАЯ (ВСЕГЕИ)

Достижения последних лет в области изучения металлов платиновой группы были рассмотрены на 5-м Международном Платиновом симпозиуме (Финляндия, 1989), организованном Международной Ассоциацией по рудным месторождениям (JAGOD) и Комиссией по месторождениям в мафит-ультрамафитовых породах (CODMUR). Помимо заседаний, проходивших в Технологическом университете в Отаниеми, состоялись геологические экскурсии по платиноносным интрузиям Северной Финляндии и Лапландии. На симпозиуме было заслушано свыше 90 докладов от 78 организаций из 24 стран мира. Такой представительный состав участников (присутствовало более 200 человек) из капиталистических, социалистических и развивающихся стран свидетельствует о высоком мировом престиже данного симпозиума.

Интерес к металлам платиновой группы (МПГ) — платине, палладию, родию, иридию, осмию, рутению — вызван возрастающим на них спросом в связи с непрерывным расширением сферы потребления. Сейчас кроме традиционных отраслей — химической, нефтеперерабатывающей, электротехнической, медицинской, ювелирной — они незаменимы в ракетостроении, атомной энергетике, приобретают статус стратегических и валютных металлов.

Доклады симпозиума, посвященные анализу как известных, так и новых рудных объектов МПГ, рассмотрены на секциях: расслоенные интрузии, месторождения Бушвельда, прочие мафит-ультрамафитовые интрузии, офиолиты, коматииты, россыпи, различные геологические обстановки проявления МПГ (современные глубоководные отложения и пр.), минералогические исследования, аналитические методы, прогнозирование и поиски.

Внимание симпозиума было приковано к интрузивным породам мафит-ультрамафитового состава (россыпи составляют немногим более 1 %), поскольку именно с ними связаны основные ресурсы МПГ. Среди интрузивных магматических образований наиболее высоким промышленным потенциалом МПГ обладают докембрийские расслоенные интрузии, в первую очередь Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка.

В Бушвельде (ЮАР) в огромных по протяженности (около 400 км) рудных горизонтах заключено около 80 % всех запасов МПГ капиталистических стран. В последние годы здесь разведуются новые перспективные на МПГ хромитовые горизонты UG-2, UG-1, особенно в восточном секторе Бушвельда, где по аналогии с западным обнаружено продолжение этих горизонтов. Хотя мощность их невелика — 5—60 см (максимум до 1,4 м), они богаче платиноидами, более насыщены сульфидами, претерпели интенсивную флюидную переработку. Поиски сульфидного платиноносного горизонта в Верхней зоне Бушвельда типа стиллуотерского Пикет-Пина не позволили пока установить экономически значимые концентрации, хотя имеющиеся локальные аномалии свидетельствуют о сходстве процессов рудообразования в расслоенных интрузиях Бушвельда и Стиллуотера (Д. Харни, Р. Меркле).

Потенциальным источником платиновых металлов является также крупный расслоенный массив Великая Дайка (Зимбабве), где в большом объеме развернуты поисково-разведочные работы. На участке Хартли (протяженность 95 км, ширина 11 км) запасы разведанных руд составляют 120 млн т при среднем содержании в рудной зоне (мощность 1,3 м) платины 2,7 г/т, палладия 2 г/т, золота 0,3 г/т, никеля 0,2 %, меди 0,14 %. Ежегодно здесь может добываться (в унциях, 1 унция = $=28{,}34952\cdot10^{-3}$ кг): Pt 100 000, Pd 84 000, Au 10 000, Ni 2700, Cu 1700, небольшое количество родия, иридия, рутения, кобальта (П. М. Вандерспай). Интенсивно разведуются участки Дарвендаль, Мазенгези, Селукве, Ведза, где в нижних ортопироксенсодержащих циклах Критической зоны (мощностью до 20 м) обнаружены обогащенные МПГ сульфидоносные горизонты (А. Х. Вилсон, А. Дж. Налдретт).

В Стиллуотере (США, шт. Монтана) в результате горных работ, начатых в начале 70-х годов, обнаружен богатый родий-платино-палладиевый горизонт — J—M риф, аналогичный Меренскому рифу в Бушвельде, а позднее — еще несколько перспективных участков.

Открытие Стиллуотерского месторождения стимулировало поиски аналогичных руд в других регионах мира. В итоге были выявлены перспективные на МПГ расслоенные массивы Тандер-Бей, Маскок (Канада), Уиндимурра, Мунни-Мунни (Австралия), Лонгвуд (Новая Зеландия), Лейк-Оуэн, Маллен Крик (США, шт. Вайоминг), пояса Торнио-Нярянкаваара, Суханко-Контиярви и др. (скандинавские страны). Массив Дюфек в Антарктиде (площадь 50 тыс. км²) имеет много общего с Бушвельдом (65 тыс. км²) и по предварительным данным А. Ф. Крюгера и М. Дж. Девита перспективен для обнаружения платинометалльных месторождений бушвельд-стиллуотерского типа.

Кроме расслоенных массивов, платинометалльная минерализация может быть связана с мафит-ультрамафитовыми интрузиями другой формационной принадлежности, характеризующимися разнообразной металлогенической специализацией — медно-никелевой, хромитовой, титаномагнетитовой. На основании изучения сульфидоносных медно-никелевых зон интрузивного массива Дулут (США, шт. Миннесота) установлено пространственное несовпадение зон платинометалльной минерализации и медно-никелевых сульфидных руд, а также сделан вывод (Е. М. Рипли) о возможности селективной мобилизации МПГ в ходе поздних гидротермальных преобразований. Сходные процессы наблюдались (К. С. Бау, Р. Р. Лоукс) на месторождении Кей Вест (США, шт. Невада), где рудное вещество перераспределялось в процессе амфиболизации перидотитовой интрузии (сама интрузия сопоставляется с интрузиями Аллареченской и Ловно). Промышленная минерализация МПГ обнаружена также в ассоциации с пластовой мафит-ультрамафитовой интрузией, обогащенной сульфидами, приуроченной к рифтовой зоне Сино-Корейского кратона в провинции Ганьсу на северо-западе Китая (Ли Шибо, Д. Л. Бачанан).

Проявления МПГ, связанные с хромсодержащими интрузиями, установлены в Италии (Ивреа), Испании (Ронда), Марокко (Бени-Бушер), на п-ове Мадагаскар (район Андриамена), в Португалии (Браганса), Австрии (Восточные Альпы). Наиболее интересны материалы по позднегерцинским хромитовым месторождениям комплекса Финеро мафит-ультрамафитовой зоны Ивреа в Западных Альпах, где наличие парагенетической ассоциации высокотитанистого хромита с высокоиридистыми сульфидами меди и щелочными породообразующими минералами позволяет А. Ферраро и Г. Гарути говорить о возможности формирования платиноносных высокоиридиевых ультрамафитов в ходе реакции между мантийным реститом и щелочными флюидами.

В настоящее время активно изучаются офиолитовые пояса, особенно в Средиземноморье. Скопления платиноидов отмечаются как в интрузивных, так и в вулканогенных образованиях. В интрузивных ультрамафитах присутствие МПГ зафиксировано в силикатной фазе. Как показали исследования на Кипре (Б. Мак Елдуфт, Е. Ф. Штумрфел), МПГ могут содержать пироксены, серпентин, флогопит. Процесс серпентинизации может сопровождаться концентрацией МПГ во вторичных сульфидах и оксидах, а при гидротермальных изменениях они могут транспортироваться на значительные расстояния, что наблюдалось на месторождении Бу-Аззар в Марокко (М. Лебланк, В. Фишер). Аномальные содержания платиновых металлов характерны для вулканитов офиолитового комплекса Бобарис на юго-востоке о-ва Калимантан (С. Х. Ничке, Р. М. Готье), а также для бонинитов Норвегии (Р. Б. Педерсен). Обогащенность пород офиолитового пояса Асойдж (Филиппины) платиноидами и селеном, отношение Se/S, равное 10^{-3}—10^{-4}, свидетельствуют о их мантийном происхождении (Б. Орбергер, Г. Фридрих и др.). Новые данные получены о минеральном составе и распределении платиноидов массивов Восточных Альп (Австрия), поясов Пенроуз и Клифф в Шотландии.

Высокоперспективными представляются высокоиридиевые сульфидно-никелевые руды коматиитового типа, связанные с дифференцированными покровами ультраосновных лав, входящих в состав вулканогенных серий докембрийских зеленокаменных поясов. Впервые месторождения этого типа обнаружены в Австралии в пределах зеленокаменного пояса Норсмен-Вилуна архейской провинции Йилгарн (месторождение Камбалда). Здесь отмечено множество руднокоматиитовых проявлений, в т. ч. коматиитовое поле площадью 7 тыс. км²

формации Вальтер Вильямс (М. Дж. Гоул, Р. Хилл) в районе Яравинд Брук пояса Нью-Норсиа, где платиноиды вместе с редкими землями обнаружены в плагиоклазе, амфиболе, хлорите (М. Корнелиус, Е. Ф. Штумпфел). Сходные проявления установлены также в Канаде (Абитиби), где верхняя группа вулканитов пояса Кейп Смит вмещает силлы коматитовых лав (Дюмонт, Браво и др.), обогащенных никелем, золотом, платиноидами, редкими землями в соотношениях, характерных для хондритов (С. Дж. Барнес, Д. Джиовенацо и др.).

Поиски россыпных месторождений — одна из актуальнейших задач современности. Новые проявления этого типа руд МПГ найдены в аллювии р. Дюранс во Франции. Здесь на участке Бушес-де-Рона обнаружены самородные выделения и осмий-иридий-рутениевые, платино-железистые и золото-серебро-медные природные сплавы размером до 160 мкм. Их источником, как предполагают М. Охненстеттер, Дж. Джоан и др., служат близлежащие шошониты, что указывает на платиноносность шошонитового магматизма в олигоцене. Установлен источник промышленных россыпных месторождений комплекса Туламин в Канаде (Г. Т. Никсон, Л. Дж. Кабри, Дж. Х. Лафламм). Это дуниты, содержащие в ядрах платино-железистые сплавы и самородные выделения платины, железа, никеля. Окаймляющие их горнблендиты содержат небольшие примеси МПГ, в основном в оксидах железа.

В будущем могут разрабатываться месторождения и других генетических типов — шельфовые платиноносные осадки, океанические конкреции и т. д. Исследование этих новых проявлений МПГ позволило решить ряд общегеологических вопросов. Так, изучение железо-магнезиальных отложений Тихого океана показало (Б. Праис, П. Холбах), что они содержат в 100 раз больше МПГ, чем сходные с ними континентальные осадки. Получены данные, свидетельствующие об обогащенности платиноидами относительно более древних частей подводных разрезов. При опробовании на МПГ железомарганцевых корок в районе Гавайского архипелага установлено (Г. М. Мак Мартри, Д. Л. Вандерхаар и др.) наличие в них экономически выгодных концентраций платины (100—1800 ppb, 1 ppb=0,001 г/т) при отношении Pt/Ir=200. Существует предположение, что обогащение пород платиной может происходить при субмаринном выветривании. Судя по геохронологическим данным период образования таких платиносодержащих корок составляет 82 млн лет. На основании изучения современных осадков срединно-океанического хребта Атлантики в районе плато Джоан-де-Фус можно сделать заключение, что в ходе эволюции происходит фракционирование благородных металлов с обогащением более поздних базальтоидов золотом (относительно МПГ), при этом величина отношения Au/Ir возрастает от 20 до 1000 во флюидах «черных курильщиков» (Дж. Х. Крокетт).

С платиноидами связано еще одно интересное явление — аномалии иридия в осадочных отложениях многих регионов мира. Возникновение подобных аномалий связано с определенными этапами развития Земли, например, с эпохой перехода докембрий—кембрий. Обнаружение среди верхнепротерозойских серых сланцев формации Бунниеро (район Лейк-Акромен, Южная Австралия) горизонта мощностью около 40 см, содержащего космические сферулы с повышенным содержанием МПГ, рассматривается (Р. Р. Кейс и др.) как доказательство их метеоритного происхождения.

В протерозойских осадках Канады (район Грейтер Биверлодж, провинция Саскачеван) выявлены уран-золото-платинометалльные руды, которые оцениваются как новый сырьевой источник МПГ. Аномальные концентрации МПГ (зона Николсон) отмечаются в тех местах, где ураноносные известково-псаммитовые гематитизированные отложения залегают вблизи массива ультрамафитов (Л. Дж. Халберт, А. Д. Пактунк и др.). Индикаторами платинометалльных аномалий являются селен, сурьма, висмут. В рудной зоне найдено большое количество селенидов МПГ. Этот тип минерализации МПГ необходимо учитывать при разведке урановых месторождений. Платиноидами обогащены также гидротермальные урановые жилы в среднепротерозойских фельзитах на северо-западе Канады (комплекс Хорнби Бэй). Концентрация МПГ достигает здесь значительных масштабов, г/т: платина 42, палладий 57, золото 65. Источник благородных металлов пока не известен (А. Д. Пактунк, С. С. Ганди).

В ряде стран, прежде всего в Австрии, Великобритании, Бельгии, ФРГ, ведутся детальные минералогические исследования с использованием новейшей аппаратуры (сканирующих электронных микроскопов, рентгеновских микроанализаторов и др.), что значительно расширило наши представления о генезисе руд МПГ. Установлено, что помимо самородных выделений и природных сплавов, известных ранее, металлы платиновой группы могут образовывать соединения с различными металлами и летучими компонентами, такими как сера, селен, мышьяк, сурьма, теллур. Это говорит о высокой подвижности МПГ, участии их не только в магматических, но и в метаморфических, гидротермальных и осадочных процессах. Последнее отражено в докладах, посвященных низкотемпературным сульфидно-арсенидным (Файфилд, Австрия), латеритным (Сьерра-Леоне) и другим месторождениям, обогащенным платиноидами. В образцах, отобранных на нижнетагильских россыпях еще в начале века, бельгийскими специалистами обнаружены очень редкие минералы — самородный рутений, рутений-танталовый сплав и карбиды этих металлов (Дж. Джедва). Продолжается минералогическое изучение промышленных месторождений МПГ, необходимое для совершенствования технологических схем по переработке руд (А. Д. Пактунк, Л. Дж. Халберт и др.).

Приведенные материалы по рений-осмиевым или осмий-иридиевым изотопам открывают новые возможности для изучения эволюции МПГ. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ подтверждает гипотезу о наличии, например в Бушвельде, двух порций магматических расплавов (Е. Дж. Крюгер). Сравнение изотопного состава углерода $\delta^{13}C$ в графитовых включениях интрузий Бушвельд, Стиллуотер, Роттенстоун (провинция Саскачеван) свидетельствует о перспективности последней.

Что касается аналитических методов на симпозиуме они были освещены явно недостаточно. Можно лишь констатировать, что при изучении МПГ в сульфидных рудах по-прежнему широко применяются атомно-абсорбционный и эмиссионно-спектральный методы. В Великобритании для анализа платино-хромитовых руд разработан пробирный метод концентрирования МПГ на определенные органические сорбенты с последующим инструментальным окончанием (М. Азиф, С. Дж. Перри). Массовые определения содержания иридия и золота в современных осадках Атлантического и Тихого океанов осуществляются с помощью нейтронно-активационного анализа (К. Л. Пич, Е. А. Матез). В Канаде для определения осмия и рения внедряется масс-спектрометрический метод (Дж. М. Рихардсон и др.).

Экономическое значение металлов платиновой группы, перспективы роста их потребления, высокая стоимость (некоторые металлы на мировом рынке ценятся дороже золота) требуют дальнейшего расширения их сырьевой базы. С этой целью в ряде стран ведутся поисковые работы и прогнозные построения. Финляндия начала специализированное на МПГ геохимическое картирование перспективных районов. По сообщениям Геологической службы Финляндии (Е. Контас, Х. Нискавааара) в районах Перяпойя (площадь 12 тыс. км^2) и Койтелайнен (4,8 тыс. км^2) выявлены обширные аномалии палладия и теллура. Интенсивные поисковые работы ведутся в Швеции: только за последние пять лет количество перспективных на МПГ мафит-ультрамафитовых интрузий увеличилось с 10 до 70. Эти интрузии разделены по экономическим показателям на три категории, из которых наибольший интерес представляет Куккола (возраст 2450 млн лет, содержание платины до 2 г/т) (Бриджер Филен). Прогнозные исследования начаты в Бразилии, где составлена карта потенциальных ресурсов страны на МПГ масштаба 1 : 5 000 000. Для оценки перспектив территории по геотектоническим и петрологическим критериям выделено пять градаций: очень высокая (1 % площадей), высокая (10 %), средняя (5 %), низкая (30 %), очень низкая (54 %) (А. Рао Баскара, Е. Х. Рознер).

Новые данные, полученные исследователями, могут быть полезны при решении различных задач прогнозирования и поисков новых месторождений МПГ. Как показывает анализ материалов симпозиума, следует учитывать, что в формировании богатого оруденения МПГ ведущая роль принадлежит все-таки магматизму, поэтому для поисков руд МПГ главными объектами остаются мафит-ультрамафитовые интрузии и прежде всего докембрийские расслоенные интрузии, с которыми связано богатое собственно платинометалльное оруденение. Обнаружение расслоенных интрузий во многих странах мира говорит о перспективности таких поисков в СССР. В отношении высокоиридиевых дорогостоящих руд коматиитового типа несомненный интерес представляют зеленокаменные пояса древних щитов. Приуроченность к офиолитовым комплексам платиноносных россыпеобразующих интрузий обусловливает необходимость постановки в этих регионах поисковых работ на МПГ. Металлогеническая специализация мафит-ультрамафитов определяет состав и качество руд МПГ. Важное практическое значение в настоящее время имеют комплексные платиносодержащие руды, например сульфидно-никелевые. В связи со значительной концентрацией платиновых металлов в ассоциации с урановыми рудами на некоторых зарубежных месторождениях необходимо пересмотреть состав этих руд в отношении МПГ. Особого внимания заслуживают нетрадиционные источники МПГ — отложения древних и современных осадочных бассейнов (магнезиальные осадки, железомарганцевые корки, высокоуглеродистые сланцы), эффузивные породы — шошониты континентальных и бониниты океанических областей.

По-прежнему актуальна проблема совершенствования методов определения малых количеств МПГ в породах и рудах, а также вопросы повышения уровня минералогических исследований.

Из редакционной почты

© Л. В. Оганесян, В. Н. Тарасов, 1990

Еще раз к вопросу о собственности на недра (по поводу статьи К. А. Клещева и В. С. Славкина „К вопросу о собственности на недра“)*

Проблема собственности на недра затрагивает принципиальные основы экономического и политического суверенитета национально-государственных образований, а в условиях нашей страны она тесно связана с основными принципами ее федеративного устройства. В связи с этим совершенно справедливо редколлегия журнала материал по данному вопросу поместила в рубрике «Дискуссии, обсуждения», признав тем самым возможность альтернатив и необходимость конструктивной дискуссии.

Мы высказываем свою личную точку зрения, которая определяется нашей принадлежностью к группе «апологетов» (здесь и далее в кавычках приведены формулировки из рассматриваемой статьи), отстаивающих право субъектов федерации на собственность недр в пределах своих территорий. Рассматривая проблему собственности на недра, следует иметь в виду следующие главные обстоятельства. Богатства недр являются важнейшими факторами экономической жизни общества и (в отличие от остальных природных источни-

* Советская геология, 1990. № 2. С. 114—116.

ков сырья и энергии) в случае исчерпания не могут быть восстановлены. Другое обстоятельство заключается в том, что использование недр приводит к коренному изменению традиционного жизненного уклада населения данного региона. Горная промышленность — весьма мощный конкурент для других сфер деятельности человека, и особенно для сельского хозяйства, рыболовства, охоты, лесопользования и народных промыслов. Активное освоение минерально-сырьевых ресурсов неизбежно связано с воздействием на различные стороны природной среды, а необдуманное использование недр приводит, как известно, к нежелательным экологическим последствиям.

Таким образом, состояние недр, их богатства и отношение к этим богатствам затрагивают коренные интересы проживающих на данной территории народов, определяют их экономическое, политическое и национально-этническое настоящее и будущее. В этой связи попытка К. А. Клещева и В. С. Славкина «...рассмотреть вопрос о праве собственности на недра... с точки зрения права и с точки зрения целесообразности» путем отрицания последней весьма неудачна. Дело в том, что право возникает только при наличии целесообразности, и эти две стороны действуют только в неразрывном единстве. Их изолированное рассмотрение разрушает корректность постановки вопроса о праве.

Тезис упомянутых авторов о том, что передача прав собственности на недра субъектам федерации связана с необходимостью передачи им же прав собственности на информацию о недрах и возникновении при этом серьезных осложнений, как минимум сомнительный. Такой неразрывной связи не усматривается. В техническом плане проблема доступности созданной информации о недрах в нашей стране решена наличием всесоюзного и территориальных геологических фондов. Что же касается порядка пользования этими информационными ресурсами, то он в ближайшем будущем должен быть приведен в соответствие с условиями рыночной экономики. Тот факт, что информационные ресурсы о недрах созданы в результате геологических исследований, финансированных за счет госбюджета страны и централизованных капитальных вложений, в данном случае не имеет существенного значения, поскольку все регионы страны и субъекты федерации внесли свою долю в эти централизованные финансовые источники. Заниматься экономической оценкой передаваемой информации (в случае децентрализации права собственности на недра), как это предлагают авторы рассматриваемой статьи, дело бесполезное с точки зрения корректной реализуемости такой задачи и вредное с точки зрения политической.

Здесь следует иметь в виду и то обстоятельство, что объемы финансирования геологоразведочных работ, и в определенной мере объемы полученной при этом геологической информации, как правило зависели наряду с другими факторами от практической отдачи этих работ в конкретном регионе, его реальной и потенциальной нефтегазоносности и рудоносности. Поэтому долг перед государством за истраченные средства на геологическое изучение своих недр регионы страны уже многократно перекрыли извлеченными (но не всегда рационально использованными) минеральными ресурсами. Даже те геологические исследования, которые не имеют прямого выхода к минерально-сырьевой базе и проводятся с целью научного познания строения земной коры, процессов рудо- и нефтегазонакопления, как правило, ведутся в регионах, перспективных на выявление полезных ископаемых. Они по существу готовят научный и сырьевой задел на будущее. В этом легко убедиться, рассмотрев схему расположения бурящихся и планируемых к бурению глубоких и сверхглубоких скважин, внутриконтинентальных и межконтинентальных геотраверсов и т. д.

Таким образом, нет прямой и косвенной связи между правом собственности на недра и правом собственности на информацию о геологическом строении недр. Геологическая информация, как и любая другая — это закрепленные на носителях и способные передаваться во времени и пространстве факты и знание. Эта информация в определенной степени стала интеллектуальным багажом многих тысяч специалистов в виде собственных знаний и возникшего на основе знания опыта. В такой ситуации, а также с учетом большого количества опубликованных работ, желание увязать между собой проблемы собственности на информационные ресурсы и собственности на природные объекты представляется едва ли правомочным. Но очевидно и то, что в дальнейшем право собственности на геологическую информацию, как и на научно-техническую информацию вообще, должно определяться по договоренности между исполнителем работ (разработчиком) и заказчиком, за счет средств которого ведутся конкретные геологические исследования. Здесь нельзя обойти и проблемы интеллектуальной собственности.

Интернациональный характер геологоразведочных работ, создающих информацию о недрах, сохранится всегда, независимо от субъекта-собственника на недра. Ведь не одна наша страна благодаря «реализации коренных преимуществ социалистической системы хозяйствования» создала мощную минерально-сырьевую базу. Многие капиталистические страны, лишенные этих преимуществ и «ограниченные в своих исследованиях рамками концессионных участков», тоже не всегда бедствуют. Разница только в том, что свою мощную базу мы нередко используем недостаточно продуманно, планируем развитие народного хозяйства часто исходя из представлений о неисчерпаемости минерально-сырьевой базы, без оглядки на будущее, на возможные экологические и социальные последствия, тогда как другие страны берегут свои минерально-сырьевые ресурсы, иногда предпочитают импорт различных видов минерального сырья (при наличии собственной базы), идут по пути создания ресурсосберегающих технологий. Откуда же у К. А. Клещева и В. С. Славкина такая уверенность в том, что стратегия создания минерально-сырьевой базы, осуществленная в нашей стране, является лучшей благодаря безраздельной принадлежности недр социалистическому государству?

Мы, естественно, согласны с общеизвестным положением о том, что «геологические структуры не подчиняются национальным, республиканским и иным границам и требуют изучения в качестве единого целого». Вместе с тем объективные факторы рельефно проявляются лишь на региональном уровне на ранних стадиях геологоразведочных работ. Степень влияния трансгосударственных структурных факторов уменьшается по мере увеличения детальности геологоразведочных работ. Кроме этого, наличие субъекта-собственника на недра не означает прекращения всякой кооперации при геологоразведочных работах в региональном, общегосударственном, континентальном и даже глобальном масштабах. Наоборот, такая кооперация получает реальную экономическую базу, основанную на взаимных интересах сторон. Трудно представить, что собственник недр и геологическая служба в условиях децентрализации вопреки давним традициям отечественной и мировой геологической общественности изолируются в рамках своих территориальных границ. Высокая степень наукоемкости геологических исследований, естественность системного познания строения, состава и полезных ископаемых недр объективно обусловили и всегда будут обусловливать непрерывный процесс информационного общения с соблюдением государственных и коммерческих интересов.

Авторы рассматриваемой статьи в конечном итоге приходят к выводу, что будущий закон о недрах должен сохранить собственность на недра за Союзом ССР, одновременно наделяя субъектов федерации правами запрещения геологоразведочных работ и эксплуатации месторождений на своей территории по экологическим соображениям, а также с целью получения доли прибыли от эксплуатации месторождений. Вывод, мягко говоря, странный. Ведь право собственности предполагает реализацию прав на владение, использование и распоряжение объектом собственности. И совершенно неясно, каким образом перед собственником кто-то может выставить свои права на запреты и другие действия? Кроме этого, в составе этих декларируемых прав даже не нашло место право субъектов федерации на сохранение богатств своих недр, в равной степени принадлежащих будущим поколениям. Вопрос решен с позиций смягченного унитаризма: компенсация экологического ущерба (или гарантии исключения ущерба), выплата доли отчислений от прибылей, а во всем остальном полная свобода действий. Очевидно, что круг здесь замыкается на принципе псевдоцивилизованного использования недр без учета конкретных интересов отдельных субъектов федерации.

Мы по существу изложили нашу принципиальную позицию о праве собственности на недра. Но остается осветить некоторые нюансы, естественно, не рассчитывая на исчерпывающие решения. Кто же конкретно должен быть субъектом собственности: союзная республика, автономная республика, автономная область или национальный округ? Представляется, что ответы на эти вопросы авторы рассматриваемой статьи могут найти в пакете законов, принятых за последнее время Верховным Советом СССР (статья опередила законы о земле, собственности и др.).

Естественно, что не следует взвешивать аргументы «за» и «против», исходя из интересов республик, «сказавшихся к моменту разделa собственности с практически пустыми (точнее опустошенными) кладовыми». Ситуацию следует воспринимать с учетом тех реалий, которые сложились. Иначе вопрос о недрах потянет за собой еще очень многое.

И, наконец, на каком же фундаменте построить закон о недрах, объективная необходимость в котором безусловно существует? Следует исходить из того, что геологическая служба (будь то союзная, или республиканская и т. д.) является самой заинтересованной стороной в этом законе. Эта заинтересованность обусловлена тем, что на плечах геологов лежит ответственность за обеспеченность страны минерально-сырьевыми ресурсами. Нерациональное использование полезных ископаемых, потери сырья и другие огрехи обесценивают результаты труда геологов, приводят к необходимости увеличения темпов и объемов геологоразведочных работ, что входит в противоречие с возможностями природы, создает условия для возникновения негативных экологических последствий. Следовательно, в законе о недрах, в котором как в охранной грамоте собственного труда, в первую очередь заинтересованы геологи, необходимо отразить проблемы охраны недр (как относящихся к окружающей среде) и полезных ископаемых (как невозобновляемых объектов).

При таком подходе закон о недрах может быть сформирован в виде документа, регулирующего правила обращения с недрами, приравнивая их к среде обитания человека или к объектам прямого воздействия (в том числе и в далеком будущем) на эту среду и условия выживания. В таком законе в равной мере могут быть заинтересованы как субъекты-собственники недр, так и их содружество в региональном, общегосударственном и глобальном масштабах. Эти особенности будут обуславливать необходимость функционирования закона о недрах только на основе централизованных начал и, возможно, положат основу международного сотрудничества в новом направлении общечеловеческих интересов. Именно на такой концептуальной основе видится перспектива и обоснованность создания закона о недрах. Идея же централизации прав собственности на недра, видимо, тупиковая по своей сути.

На этом можно было бы поставить точку, если бы не частные замечания. Любые разговоры о субъектах-собственниках следует вести на возможно строгой терминологической и государственно-правовой основе. Непонятно, что имеют в виду авторы обсуждаемой статьи под названием «национальные края и области»? Таких субъектов федерации в нашей стране нет. Не следует к вопросу о собственности недр искусственно привязывать то обстоятельство, что «национальные края и области» по численности населения иногда превосходят «автономные и иные союзные республики». С каких пор суверенные права государственных и иных национальных образований определяются численностью их населения?

То, что «...по мере развития народного хозяйства СССР в промышленное освоение вовлекались ресурсы все новых и новых территорий без учета их национальной принадлежности» никак нельзя рассматривать в качестве

преимущества существующей системы изучения и освоения недр. Очевидно, что такой подход привел ко многим негативным последствиям экологического, социального и национально-этнического характера. Желание закрепить этот порядок в законе о недрах противоречит интересам коренных национальностей территорий и федерации в целом.

При создании проекта закона о недрах нельзя игнорировать его политический аспект. Следует отказаться от многих догм и создать такой закон, который в условиях децентрализации собственности на недра (что представляется неизбежной при реальном суверенитете) обеспечил бы высокую эффективность геологоразведочных работ, рациональные, качественно новые принципы формирования и использования минерально-сырьевой базы, свободную, целенаправленную и широкую кооперацию геологоразведочных служб страны и ее регионов в условиях действия объективных законов рыночной экономики.

Л. В. Оганесян, В. Н. Тарасов (ВИЭМС)

Памяти Виталия Васильевича Суетнова

14 февраля 1990 г., на 59-ом году жизни скоропостижно скончался директор Института геологии Дагестанского филиала АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член КПСС, Виталий Васильевич Суетнов.

В. В. Суетнов родился в 1931 г. в с. Перевесенка Макаровского района Саратовской области. После окончания в 1954 г. геологического факультета Саратовского госуниверситета он получил направление в Дагестанский филиал АН СССР и был прикомандирован к Северо-Кавказской комплексной нефтяной экспедиции АН СССР. В 1956 г. переведен в Институт геологии Дагестанского ФАН СССР, где работал сначала в должности младшего, а с 1966 г.— старшего научного сотрудника. В 1963 г. поступил в очную аспирантуру, которую окончил досрочно, защитив в 1965 г. диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

После защиты кандидатской диссертации В. В. Суетнов с группой учеников концентрирует усилия на разработке предложенного им нового вида геофизической разведки — метода вариаций теплового потока (МВТП). В этот и последующий период наиболее полно проявился его талант ученого и организатора науки. Широкая эрудиция позволила В. В. Суетнову внести существенный вклад в разработку различных аспектов нового метода (теории, методики, аппаратуры и техники измерения). Экспедиционные работы, проводимые под его руководством на протяжении 25 лет в различных регионах СССР и за рубежом, подтвердили высокую эффективность МВТП.

С 1972 г. В. В. Суетнов возглавлял вновь созданную лабораторию экспериментальной геотермии Института физики филиала, в которой был усовершенствован наземный вариант МВТП и начата разработка морского вида терморазведки. В 1974 г. В. В. Суетнов был командирован в Нижне-Волжское территориальное геологическое управление для внедрения МВТП и оказания методической помощи НИИ геологии Саратовского госуниверситета, где им был организован специализированный отдел и создан эффективно действующий творческий коллектив.

К 1975 г. отчетливо определились контуры нового научного направления, базирующегося на высокоинформативном геотермическом параметре — плотности теплового потока, и сформировалась научная школа в значительной степени благодаря основополагающим выводам докторской диссертации В. В. Суетнова «Геотермическая разведка методом вариаций теплового потока».

Изобретения В. В. Суетнова отмечены Золотой медалью ВДНХ СССР, патентами. Качество ученого сочеталось в нем со стремлением к немедленному практическому внедрению, к производственному эксперименту в поле. Он является одним из первооткрывателей Астраханского газоконденсатного месторождения. В. В. Суетновым и его группой в течение одного полевого сезона была выполнена терморазведка на Астраханском своде. По этим данным уже в 1974 г. можно было сказать, что это гигантское по площади и запасам месторождение. Когда же на Ждановской площади в Саратовской области пробурили скважину и неожиданно получили огромный приток термальной воды, он вместе со своей группой оперативно провел терморазведку, в результате чего была оконтурена крупная термическая аномалия. До этого на территории Поволжья таких крупных аномалий никто не выделял и не предполагал.

В 1978 г. В. В. Суетнов назначается Президиумом АН СССР, а затем избирается Общим собранием ОГГГ АН СССР директором Института геологии и на него возлагаются

обязанности заместителя председателя Президиума Дагестанского филиала АН СССР. В последствии В. В. Суетнов был одним из организаторов Института проблем геотермии и его первым директором, избранным на эту должность Общим собранием ОГГГ АН СССР в 1980 г.

В 1980 г. по приглашению Президиума Кольского филиала АН СССР В. В. Суетнов переходит в Геологический институт филиала для организации нового научного направления. В короткие сроки им был сформирован активно действующий коллектив лаборатории геологии и полезных ископаемых северных морей (геотермического профиля) и выработаны пути реализации его научного потенциала. Проведена работа по обоснованию эффективности морской терморазведки применительно к условиям арктических морей, получившая положительную оценку ведущих научно-производственных и производственных организаций страны.

В 1986 г. В. В. Суетнов вернулся в Дагестанский филиал АН СССР в качестве директора Института геологии. Им проводится активная работа по перестройке и укреплению Института, воспитанию творческих кадров. Он был в самом широком смысле этого слова интернационалистом и гуманистом, всем сердцем был привязан к Дагестану.

Основные научные результаты В. В. Суетнова отражены более чем в 120 работах, среди которых такие, как «Тепловой режим осадочных толщ», «Опыт применения нефтегазовой терморазведки», «Методика морской геотермической разведки» и др.

В. В. Суетнов вел большую научно-общественную работу, являясь членом Научного Совета по геотермическим исследованиям АН СССР, членом Совета по координации научной деятельности Отделения геологии, геофизики, геохимии и горного дела АН СССР, членом Научно-координационных советов по программам ГКНТ «Арктика» и «Акванефть», членом Президиума Дагестанского филиала АН СССР. Его отличали большая трудоспособность и целеустремленность, высокие душевные качества, чуткое отношение к людям.

Все, кто работал с Виталием Васильевичем Суетновым и знал его, навсегда сохранят о нем добрую память.

Группа товарищей

ВНИМАНИЮ
РУКОВОДИТЕЛЕЙ ПРЕДПРИЯТИЙ И ОРГАНИЗАЦИЙ!

Хозрасчетное предприятие «Научный поиск»
подготовило
реферативный обзор по теме

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕРТИЗА ПРОЕКТОВ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Собраны и систематизированы новейшие данные об экологической экспертизе (ЭЭ) проектов в СССР и за рубежом. Освещены вопросы, связанные с правовыми аспектами, организацией и оценкой эффективности ЭЭ, рассмотрены этапы, структура и содержание ЭЭ, а также перспективы создания автоматизированной системы ЭЭ.
Приведены требования к ЭЭ проектов заложения глубоких скважин в условиях аномально-высоких пластовых давлений, особенности ЭЭ проектов в США, странах Западной Европы, Японии и Канады.
Объем обзора около 100 с., стоимость 450 р. Обзор высылается после оплаты — р/с 14001461023 в Дзержинском отделении ЖСБ г. Ленинграда, МФО 171047 и направления извещения об оплате по адресу:

191014, ЛЕНИНГРАД, ул. ВОССТАНИЯ, 20/16, п/я «ГОРИЗОНТ», «НАУЧНЫЙ ПОИСК».

Мы готовы сотрудничать с заинтересованными предприятиями и организациями при решении конкретных экологических проблем, поисках, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых, в частности при разработке временных требований по охране окружающей среды при геологоразведочных работах.
Ждем Ваших предложений и заявок по указанному выше адресу!

Ленинградское отделение издательства «Недра»
готовит к печати монографию
Литовского научно-исследовательского
геологоразведочного института

«ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ. СВОДНАЯ ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТАМ МАСШТАБА 1 : 500 000»

Монография (30 л., 6 р.) сопровождает комплект сводных карт (геологической, четвертичных отложений, геоморфологической), обобщает всю новейшую информацию, полученную после 1980 г., и данные обширных геолого-геофизических исследований (включая морское бурение) о глубинном геологическом строении, генезисе и подводном рельефе впадины Балтийского моря — от Аландских островов до о-ва Борнхольм и прилегающей территории СССР, Прибалтики, Финляндии, Швеции, Польши, Дании (Борнхольм).
Предназначена для геологов, геоморфологов, океанологов и других специалистов, изучающих проблемы геологии, минеральных ресурсов, окружающей среды морей и океанов.

Заказы просим направлять по адресу:
232600, Вильнюс, Шевченкос, 13, ЛитНИГРИ

1 р. 60 к. Индекс 70824

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

Shiryaev E. E.
On automation of constructing a geological spatial-digital model based on maps 3

ENERGY RESOURCES

Ginsburg G. D., Gramberg I. S., Solov'ev V. A.
Geology of submarine gas hydrates . . 12

Kerimov V. Yu., Rachinskiy M. Z.
Geofluidodynamic aspects of accumulation and prediction of oil and gas . . 19

Kovylin V. M.
The structure and oil and gas content in the Nyurol'skaya depression 26

METALS AND NON-METALS

Tyutin V. N.
Contribution of hypergene processes to the formation of molybdenum—uranium deposits in Caledonian geosynclinal—folded regions 34

Lyakhovkin Yu. S., Blagonadezhdin B. I.
Ontogenetic analysis of major zones of ore accumulation 42

Akhmedov A. M., Krupenik V. A.
Turbidity conditions of sedimentation and pyrite formation in Early Proterozoic Pechengskiy Basin 51

Belov R. A.
Topography as an indication of erosional truncation of ore chamber structures 60

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Chernovskiy B. A.
Vertical faulting of the earth's crust of the Mid — Tien Shan 63

Ufimtsev G. F., Chestnov A. I.
A Charsko-Olekminskoe part of the Baikal rift zone 69

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Vinogradov L. A.
Basic-ultrabasite belts beneath the Kola peninsula in Archean 77

Drozdov B. V.
Nepheline intrusive and effusive rocks of the Kuznetskiy Alatau 85

GEOCHEMISTRY

Kartseva M. N., Zhabin O. V.
On geochemistry of Upper Jurassic deposits in the Kopet Dag 96

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

Savrasov D. I.
On the geological nature of the Yakutsko-Anabarskaya magnetic anomaly . . 101

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Partnaya V. D.
Models of formation of the hydrosphere of salt-bearing artesian basins in Timano-Pechorskaya province 107

Smirnov V. M.
Stratified ice on the Yugorskiy Peninsula coast 114

DISCUSSIONS

Shpil'man I. A.
Substantiation of trends of geological exploration for oil and gas in the Caspian Depression 118

Savinykh M. I., Kononov O. A.
Features of endogenic Altai algae lying in Karagemskiy graben 125

NEWS IN BRIEF

Gurskaya L. I.
The Fifth International Platinum Symposium 128

EDITORIAL CORRESPONDENCE

Oganesyan L. V., Tarasov V. N.
Once again on the property of mineral resources 131

In commemoration of Vitaly Vasil'evich Suetnov 134

ISSN 0038—5069. СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1990. № 11. 1—128