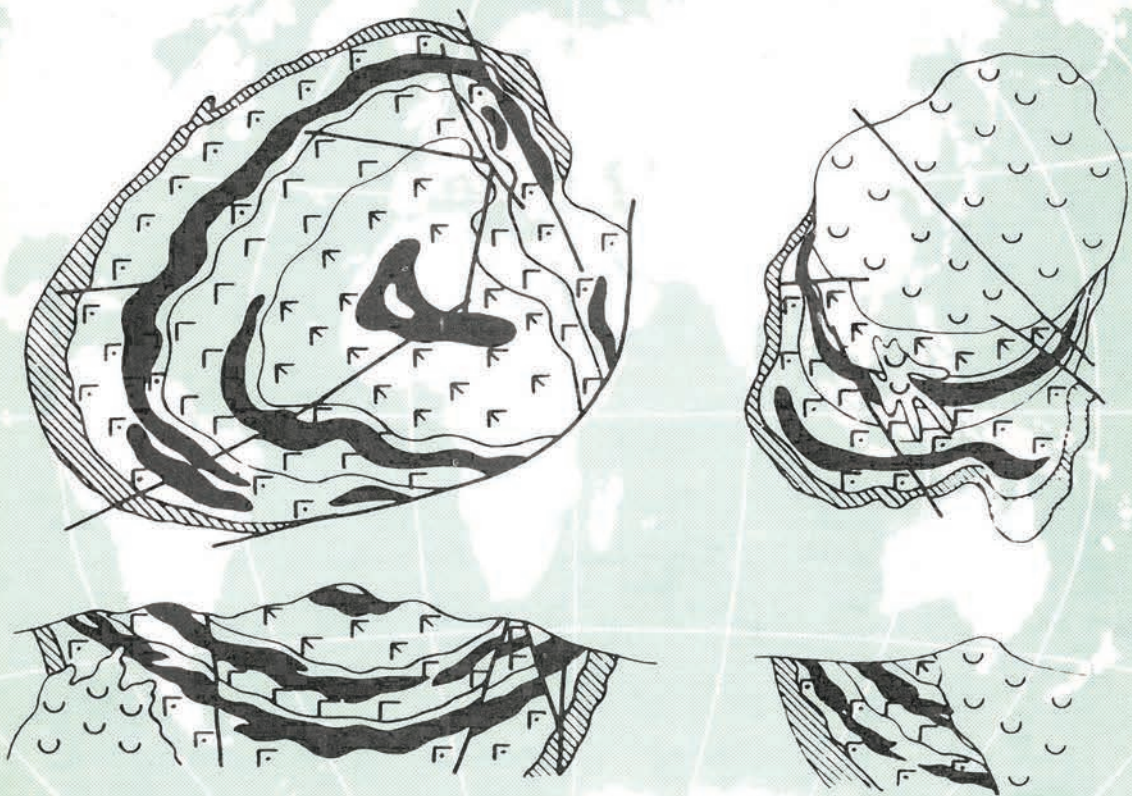


# Отечественная Геология



**5/1994**

КОМПЛЕКСНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АГАТИТА

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ  
РУДООТЛОЖЕНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА

ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ

---

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

*Учредители:*

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

**5/1994**

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каздан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук



## Содержание

|                                                                                                                                    |    |                                                                                                                       |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ                                                                                                |    | Глубинная геодинамическая модель Центрально-нокольимского сегмента земной коры . . . . .                              | 41 |
| Нарсеев В. А.                                                                                                                      | 3  | МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ                                                                                                      |    |
| Теория эндогенной зональности рудных месторождений . . . . .                                                                       |    | Фаворская М. А., Жданов С. М.                                                                                         |    |
| Лось В. Л., Гоберник И. А.                                                                                                         |    | О металлогеническом значении сквозных систем в нарушении дна Тихого океан . . . . .                                   | 51 |
| Предпосылки, методика и результаты компьютерного моделирования процессов рудоотложения . . . . .                                   | 10 | Кальной Г. А., Чешуин В. В.                                                                                           |    |
| Крючков А. И., Харьков А. Д., Роговой В. В.                                                                                        |    | Особенности применения геологических и геофизических методов при съемке Арктического шельфа . . . . .                 | 59 |
| Динамическое воздействие траппов на кимберлиты и идентификация отторженцев кимберлитов . . . . .                                   | 16 | Михайлов Ю. А., Бондарчук Г. К., Найденов В. Н., Приемышев Н. Н., Фролов В. Д., Шлезингер А. Е., Эльманович С. С.     |    |
| Мигута А. К., Пакульнис Г. В.                                                                                                      |    | Региональный сейсмостратиграфический прогноз зон нефтегазонакопления на северо-западном шельфе Черного моря . . . . . | 63 |
| Урановое и комплексное рудообразование в протерозойских впадинах. . . . .                                                          | 24 | МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ                                                                                   |    |
| Беляев Е. В., Дьячков И. В.                                                                                                        |    | Макаров В. П.                                                                                                         |    |
| Прогнозно-поисковые критерии комплексных апатитсодержащих месторождений сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области . . . . . | 32 | О природе обыкновенного свинца в минералах . . . . .                                                                  | 67 |
| РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА                                                                                                   |    |                                                                                                                       |    |
| Эйдлин Р. А., Шманенко Ю. С.                                                                                                       |    |                                                                                                                       |    |

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева

Сдано в набор 01.02.94. Подписано в печать 20.07.94. Формат 185×270. Бумага офсетная № 1.  
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.  
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

## Теория эндогенной зональности рудных месторождений

В.А. НАРСЕЕВ (ЦИНГРИ)

Теория эндогенной зональности — важный раздел учения о рудных месторождениях. Она описывает и объясняет закономерности локализации руд различного состава во времени и пространстве любого объема (уровня) — от крупных регионов до рудных тел. Накопленный эмпирический материал, данные экспериментов и моделирования, теоретические разработки в области физико-химической динамики рудообразующих гидротермальных систем однозначно свидетельствуют о том, что зональность наиболее общее свойство месторождений полезных ископаемых. На уровне современного состояния теория зональности, пожалуй, единственно реальная основа детального прогнозирования, в особенности скрытого оруднения. Все это определяет высокий интерес к проблеме и актуальность ее исследования на примере месторождений различных металлов.

Первые идеи теории зональности были высказаны в конце XIX — начале XX веков и базировались на материале изучения медных и оловянных месторождений Корнуолла. Однако многие закономерности отложения руд, в том числе и относительного размещения руд различных металлов, использовались в глубокой древности. Так, по данным Саги (Ч.Ф. Парк, 1968), на рудниках Кассандры (Греция), разрабатывавшихся с 2500 до 356 г. до н.э., извлечение золото-серебряных руд было основано на знании их свойства локализоваться в виде столбов, по направлению которых и проходились выработки. По Плинию и Ксенофону, месторождение серебра Лавриум (Греция) отрабатывалось (XIV в. до н.э.) пройденными по богатым участкам шахтами, что свидетельствует о хорошем понимании древними рудокопами положения рудных тел в пространстве. Многочисленные примеры отработки богатых руд золотых, серебряных, оловянных и медных месторождений различных районов мира также характеризуют высокий уровень знаний рудокопов древности. Первые обобщения в виде описания образования рудных тел, классификации минералов и форм рудных тел принадлежат Г.Агриколе — Отто Бауэру (1499—1555 гг.) и изложены в знаменитой *DE RE Metallica*. Описание гидротермального рудо-

образования дано Декартом в *Priphilipia Phylosophy* (1644 г.).

Большой вклад в развитие представлений о закономерностях образования месторождений и размещения руд внес М.В. Ломоносов. Основные его идеи, имеющие отношение к теории зональности, состоят в следующем. В его описаниях рудных месторождений совершенно отчетливо выражено учение о совместном нахождении минералов — парагенезисе. Серьезное внимание в работах М.В. Ломоносова обращено на вопросы положения богатых руд. Идеи, высказанные им в ряде трактатов, не потеряли значения и в наше время. Утверждение о разновременности образования рудных жил: «...сами рудные жилы не в одно время родились. Уверяет в том: 1) разное жил взаимное пересечение, 2) швы между жилами и меж самую горою, 3) пустые щели...» (1957, с. 65) является формулировкой представлений о стадийности оруднения. М.В. Ломоносовым отмечена изменчивость содержаний золота с глубиной и наличие признаков, по которым могут быть обнаружены руды: «Сии признаки состоят в положении самих жил, или в состоянии и роде минералов, кои в самих жилах, или близ оных». (1957, с. 158). В частности, к таким признакам отнесены ассоциации минералов, прямо указывающие на использование зональности при поисках и разведке: «...Висмут называют...крышкой руд, и что указывает часто дорогу к серебряным, золотым и оловянным рудам. Также и колчедан показывает нередко золото ... Сурьму часто находят с серебряною рудою. Желтый мышьяк почитается за признак близлежащего золота...» (1957, с. 159).

Идеи зонального размещения руд и месторождений высказали в 1839 г. Г.Т. де ла Бичи и 1843 г. В.Дж. Хейнвуд на примере месторождений Корнуолла, Девона и Западного Сомерсета. А. Брейтгаупт в 1849 г. сформулировал представление о существовании парагенетически устойчивых минеральных комплексов, которое сыграло важную роль в развитии теории зональности. Л.Де Лоне в 1900 г. рассмотрел общие вопросы зональности, а Дж.А.Уоллер в ряде работ 1901—1904 гг. описал примеры зонального размещения оловянных месторож-



дений Тасмании, железорудных и свинцово-цинковых месторождений Комстока, серебро-свинцовых месторождений района Зихан. Дж.Х.Коллинз в 1902 г. установил принципы зонального размещения свинцовых месторождений запада Англии. Зональная теория в общем виде как теория эволюционной температурной зональности впервые была сформулирована Дж.Сперром в 1907 г., который писал: «...большинство месторождений представляет собой тот или иной конечный пункт магматической дифференциации...и наиболее существенные различия между месторождениями обусловлены...последовательным отложением в тероретически вертикальных зонах; когда раствор движется по направлению к земной поверхности, происходит все более и более полная кристаллизация по мере понижения температуры».

Впоследствии В.Эммонс в серии публикаций 1924—1936 гг. расширил и углубил основные положения этой теории, однако ее суть осталась прежней. В.Эммонс развил теорию зональности, анализируя размещение месторождений относительно куполов интрузий. Предложенная им идеализированная колонна зональности известна под названием *Реконструированной системы жил*. Эта схема затем была модернизирована Г.Шнейдерхеном.

В 1937 г. С.С.Смирнов опубликовал пульсационную теорию зональности. Критика С.С.Смирновым температурной теории В.Эммонса и его представлений о зональности относительно куполов гранитоидов привела к некоторому ослаблению внимания исследователей к проблеме зональности вообще. Вместе с тем важно подчеркнуть, что именно С.С.Смирнов ввел в теорию зональности важнейшую координату процесса рудообразования — время. Дальнейшее развитие этих взглядов позволило установить, что зональные отношения характерны как для отдельных стадий, так и для отдельных ассоциаций внутри каждой стадии.

Существенный вклад в развитие теории зональности внес Ю.А. Билибин, которым были рассмотрены типы зональности и показаны взаимоотношения зональности отложения и пульсационной (стадиальной). В.А. Королев в 1949 г. развил теорию зональности, обратив внимание на значительную роль структурного фактора.

Важные практические приложения и развитие теории были выполнены О.Д. Левицким (1949), В.М. Крейтером (1947 и др.), А.Г. Бетехтиным (1953 и др.). Новые направления в теории зональности были заложены в работах Л.Н. Овчинникова (1967), Г.Л.Поспелова (1962), Е.А. Радкевич (1959), С.Т. Бадалова (1963), Н.В. Петров-

ской (1956, 1961, 1973 и др.), Д.В. Рундквиста (1976), М.Банди (1940), В.А. Кузнецова (1968), В.Н. Шарапова (1978), Ч.Ф. Парка (1955). Фундаментальные исследования выполнены по теории метасоматической зональности академиком Д.С. Коршинским, а по зональности рудных месторождений — академиком В.И.Смирновым.

В настоящее время число работ, в которых обсуждаются различные вопросы зональности рудных месторождений превышает несколько тысяч, в связи с чем перечисление даже основных авторов здесь не представляется возможным.

В основе современной методологии исследований зональности лежит системный подход. При этом зональность рассматривается как ведущее системообразующее свойство рудных месторождений.

**Определение понятий.** Обычно под зональностью понимается закономерное распределение в пространстве минералов, их ассоциаций или более крупных единиц. До проведения Пражской конференции IAGOD (1963) не существовало единого общепризнанного определения зональности. В.И. Смирнов, Ч.Ф. Парк мл. и Я.Кутина (1965) выработали общее определение, указав на соотношение зональности и парагенезиса. По Ч.Ф. Парку мл.: «зональность рудных месторождений определяется как какой-либо регулярный узор в распределении минералов или элементов в пространстве; она может проявляться в отдельных рудных телах, в рудных районах или в крупных регионах. Несмотря на то, что зональность определяет пространственное распределение элементов и минералов, при изучении явлений зональности следует рассматривать как время, так и пространство» (Проблемы поствагматического рудообразования, 1965, с. 588, 595). Я.Кутина определил зональность рудных тел, рудных месторождений и более крупных единиц «как какой-либо тип регулярного пространственного распределения, особенно элементов и минералов» (там же, с. 586). В.И. Смирнов дал такое определение: «Зональность рудных тел, рудных месторождений и региональная рудная зональность представляется как один из типов регулярного распределения элементов и минералов, обусловленного закономерным изменением минерального и химического составов руд в пространстве. Зональность обусловлена развитием процесса рудообразования во времени, в меняющихся геологических и физико-химических условиях пространства. Обычно, но не обязательно, существует тесная связь между парагенезисом и зональностью, и эти два явления должны изучаться совместно». (там же, с. 587). Как видно, определение касается



прежде всего, а — часто и только вещественного состава рудных тел, месторождений и других более крупных единиц, т.е. речь идет о минеральной и геохимической зональности. Руководствуясь основными положениями общей теории систем, мы можем каждое мыслимое свойство месторождения представить как элемент системы одного уровня, находящийся во взаимодействии с другими. При таком подходе понятие зональности значительно расширяется и охватывает любые свойства рудных тел, месторождений (состав, размер, форма, температура, образования, отношения отдельных элементов, любые физические и химические свойства минералов и т.д.) и их отношения (связи).

Само определение зональности должно быть сформулировано следующим образом: *зональность — закономерное распределение свойств геологических тел и их систем, обусловленное эволюцией процесса минералообразования во времени и изменяющихся в геологических и физико-химических условиях пространства. Пространство и время — неотъемлемые атрибуты и процесса рудообразования, в связи с чем зональность и парагенезис следует рассматривать совместно.* В этом наиболее общем, как нам кажется, определении зональности учтены условия, предъявляемые системным подходом.

Поскольку центральным звеном в теории зональности мы считаем *свойство* объекта рассматриваемого уровня, необходимо кратко обсудить проблему *характеристик* свойства. Они могут быть качественные и количественные. К качественным можно отнести, например, такие характеристики как прямая и обратная зональность, ее геометрические характеристики (концентрическая и др.). Количественные характеристики представлены *измеренными* значениями скалярного поля свойства. Для определения степени выраженности рассматриваемой характеристики необходимо построение структуры распределения ее значений (например, содержания полезного компонента; температура декрепитации главного максимума; величина индикаторного отношения и т.д.). Значения мод элементарных распределений и их весовые показатели — основа количественной оценки тренда свойства. Нормированные на стандартное расстояние (например, 100 м по падению, простиранию и др.) эти характеристики являются мерой контрастности зональности свойства. Напомним, что В.И.Смирнов в 1963 г. предложил четыре чисто качественных градации зональности. Вычисление вектор-градиентов поля свойств, все шире практикуемое в описании зональности и моделировании,

должно учитывать такие его характеристики, как квантованность, регулярность, периодичность, уровенность. Иначе неизбежны ложные заключения и некорректные оценки контрастности зональности со всеми последствиями практического характера.

Не менее важны при анализе зональности отношения свойств (их связи). Эти отношения также могут быть выражены качественно или количественно. Такие характеристики, как конформная (симбатная) зональность; антагонизм свойств и прочие подобные определения относятся к категории качественных. Количественно отношения (связи) свойств выражаются на основе корреляции их трендов в полном объеме, в усеченном по значениям одного или нескольких свойств. Менее надежны корреляции одно-, двухмерные, т.к. в них трудно (или невозможно) учесть нелинейность характеристик различных свойств. Определенную помощь при таком сопоставлении могут оказать графические методы обработки вектор-градиентов свойств на круговых диаграммах типа сеток Пронина, Вульфа и др.

Выполнение двух описанных процедур исследования зональности: выделение и описание свойств, анализ их отношений (связей) — непростое требование системного анализа. Только после выполнения этого требования можно приступить к процедуре содержательного *генетического* анализа. Огромная библиография по теории и практике зональности свидетельствует о том, что последнее требование выдерживается крайне редко. В настоящее время существуют сотни публикаций, где генезис зональности рассматривается с самых общих позиций. Различаются два генетических ряда вещественной зональности минерализации: 1) *отложения* (геоизотермная теория Дж. Спера, В. Эммонса, Р. и В. Уолкерс, Г. Шнейдерхена; отложения Ю. Билибина, моноасцедентная Я. Кутины, фациальная В.И. Смирнова, У. Петерсена, М. Банди, Ч.Ф. Парка, диффузионная Л.Н. Овчинникова); 2) *стадиальная* (пульсационная С.С. Смирнова, полиасцедентная Я. Кутины, стадийная В.И. Смирнова). В ряде работ В.И. Смирнов отстаивал возможность выделения множества генетических типов зональности, что является следствием многообразия причин отложения вещества растворами, и некими «приоритетами» (авторскими) отдельными причин (температура, геохимические барьеры разного рода и т.п.). Ясно одно: генетические трактовки каждого автора отражают его восприятие мира, его личные пристрастия и знания. Они в этом отношении безусловно интересны. Построение же общей количественной теории зональности



# 1. Система объектов и терминов теории зональности

| Процедуры системного анализа                  | Объекты изучения                                                                                                                                                  | Формирование системы понятий                    | Термины теории зональности                                                                                                 |
|-----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Выделение и описание свойств                  | 1, 2, 3, ..., $n$ -е свойство<br>1, 2, 3, ..., $k$ -е характеристики каждого свойства                                                                             | Адекватные наименования                         | 1, 2, 3, ..., $n$ -й вид зональности<br>1, 2, 3, ..., $k$ -е качественные определения по каждому виду                      |
| Выделение и анализ отношений (связей) свойств | 1, 2, 3, ..., $t$ -е отношения (связи) 1, 2, 3, ..., $n$ -х свойств<br>1, 2, 3, ..., $i$ -е качественные и количественные характеристики отношений (связей)       | Терминологическое структурирование зональности  | 1, 2, 3, ..., $t$ -й тип зональности<br>1, 2, 3, ..., $i$ -е определения<br>1, 2, 3, ..., $t$ -го каждого типа зональности |
| Генетические построения                       | 1, 2, 3, ..., $k$ -е причины<br>1, 2, 3, ..., $t$ -х отношений<br>1, 2, 3, ..., $n$ -х свойств, а также физико-химические параметры свойств, отношений, процессов | Генетическое моделирование и адекватные понятия | 1, 2, 3, ..., $r$ -е классы зональности<br>1, 2, 3, ..., $i$ -е определения<br>1, 2, 3, ..., $r$ -ых классов зональности   |

рудных месторождений должно идти с соблюдением правил, накладываемых, например, или системным подходом, или синергетическим подходом, или какой-либо другой методологией.

Таким образом, из краткого изложения принципов нашего подхода следует система понятий и терминов теории зональности, приведенная в табл. 1.

Из нее видно, что ряду объектов *свойство — отношение свойств (связь) — генезис* соответствует ряд адекватных терминов *вид с определениями — тип с определениями — класс с определениями*.

Изложенные представления применимы для одного иерархического уровня (порядка) зональности. Вместе с тем, в самых ранних работах Де Лоне и в современных подчеркивается наличие разных порядков зональности. По В.И. Смирнову, Е.А. Радкевич, Ю.А. Билибину, Ч.Ф. Парку, Я. Кутине, У. Петерсену и другим речь идет о трех порядках рудных тел, рудных месторождений и региональной зональности. Нам представляется правомерным рассматривать пять порядков зональности рудных: столбов, тел, полей, районов, провинций.

Одним из фундаментальных свойств природы является самоподобие (скейлинг), выражающееся в повторении определенных характеристик на нескольких смежных иерархических уровнях. Зональность не является исключением. При этом мажоритарные свойства рудной минерализации (температура, вещественный состав, структура рудолокализации) могут проявлять скейлинг в 3—4 порядках зональности: рудное тело — месторождение — рудное поле — рудный район. Другие свойства вообще не проявляют такого эффекта.

Количественно степень скейлинга можно оценить по формуле Сачкова

$$S = \frac{N_s \log N_s (!)}{N_p \log N_p (!)},$$

где  $N_p$  — число рассматриваемых свойств;  $N_s$  — число свойств, проявляющих скейлинг.

При анализе зональности объектов необходимо соблюдение ряда принципов, позволяющих получать сопоставимые результаты. Первый из них — выделение «геологически однородных» блоков, внутри которых рассматривается зональность. Этот принцип выделения среды рудолокализации позволяет нормировать количественные показатели зональности. Второй — выделение структуры рудолокализации в предельно возможном объеме и оценка типа структурной зональности. Третий — выделение термостатизированного (термостабилизированного) объема, в пределах которого происходило минералообразование. На фоне данных о триаде среда — структура — тепловой объем желательно рассмотреть все другие виды зональности.

**Структурная зональность.** Внутренняя структура рудных полей и месторождений, определяющая их структурную и морфологическую зональность, развивается на основе единых законов распределения напряжений деформации в объеме рудоносного блока пород. Структурный рисунок отражает характер этих деформаций в условиях относительно однородно или неоднородно построенного объема. В табл. 2 сделана попытка типизации элементарных форм структурного контроля для золотого оруденения.

Все рудовмещающие полости обязаны происхождением складчатым деформациям, тектонике блокового типа, эндокинетической трещиноватости интрузивов, кинематике становления экстрезий и трубок взрыва, явлениям экранирования. В рудных полях в слоистых толщах структуры рудных

## 2. Схема типизации структурных форм рудоотложения

| Индекс | Форма                                                           | Генетический тип структуры                                                                             |
|--------|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| I      | Линейные разломы                                                |                                                                                                        |
| а      | единичные                                                       | Сколовые системы с волновым распределением рудолокализирующих объемов                                  |
| б      | сочленения                                                      | Классические системы оперения                                                                          |
| в      | пересечения                                                     | Интерференционные периодические в пространстве рудолокализирующие объемы                               |
| II     | Блоки консолидированного основания с разломами ограничения типа |                                                                                                        |
| а      | сброса                                                          | Системы оперения висячего бока                                                                         |
| б      | взброса                                                         | Системы оперения лежащего бока, отслоения висячего бока                                                |
| в      | прямого надвига                                                 | Объемная трещиноватость автохтона                                                                      |
| г      | обратного надвига                                               | Экраны — плоскости надвига                                                                             |
| д      | раздвиг                                                         | Многоярусные отслоения, экраны, брекчии обрушения                                                      |
| III    | (Гнейсо)-вулканоплутонические купола                            | Штампструктуры, радиальные и концентрические (типа кон-ин-кон) трещины                                 |
| IV     | Вулкано-тектонические структуры                                 |                                                                                                        |
| а      | Кальдеры обрушения                                              | Гравитационные системы радиально-концентрических конических и цилиндрических трещин, брекчии обрушения |
| б      | Резургентные купола                                             | Системы штамповых трещин                                                                               |
| V      | Области сложной складчатости                                    |                                                                                                        |
| а      | S-, L-образные складки                                          | Объемы отслоения                                                                                       |
| б      | Дисгармонические складки                                        | Локальные блоки нагнетания, волочения                                                                  |
| в      | Синформы                                                        | Замкнутые системы истечения и нагнетания компетентных (первично и вторично) объемов                    |
| VI     | Комбинационные формы (из I—V)                                   | —                                                                                                      |

тел определяются складчатыми деформациями. Важное значение имеют меж- и внутрипластовые зоны срыва и отслоения. Особенно разнообразны структуры рудных тел в рудных полях, где ведущую роль играет разрывная тектоника. Здесь широко распространены системы сколовых и отрывных трещин с развитием явлений экранирования и оперения. В ряде случаев рудоносные трещины закладываются как план-параллельные оперения главных дизъюнктивов, испытывая многократные подновления при последующих подвижках. Необходимо отметить, что во всех случаях рудолокализирующие полости накладывались в ранний дорудный этап, часто до внедрения даек. На протяжении рудного этапа они лишь подновлялись и перерабатывались вследствие блоковых подвижек небольшой амплитуды, т.е. существенной перестройки структурного плана в этот период не было. Последняя тектоника развита повсеместно, но амплитуда перемещений редко превышает десятки метров.

Морфологическая сложность рудных тел определяется характером вмещающей среды при постоянном действии тектонического фактора. В изотропных средах преобладают простые формы, в анизотропных — комбинированные. Другим важным фактором является глубина заложения и становления рудовмещающих структур. Несмотря на

значительное разнообразие структурного контроля рудных полей и месторождений, морфологическое выражение рудных тел на изученных объектах довольно постоянно. Это жилы и жильные зоны, линейные залежи прожилково-вкрапленных руд и брекчиевые трубы, т.е. все многообразие сводится к нескольким простым формам, возникновение которых отражает универсальный механизм взаимодействия гидротермального потока и среды. Этот вывод важен для последующего рассмотрения условий формирования золоторудных месторождений и их зональности.

Анализ структурной позиции рудных полей, месторождений, рудных тел и участков высоких концентраций выявляет в них отчетливую наследованность, конформность мелких элементов по отношению к более крупным (самоподобие). Данный принцип — ведущий для иерархических систем, в которых организация подсистем более глубоких уровней определяется общими принципами организации крупных систем. Последовательность рудный район — рудный узел — рудное поле — месторождение — рудное тело — рудный столб отвечает ступеням иерархии рудно-магматических систем.

Структурная зональность — явление обычное на многих золоторудных месторождениях. Она обусловлена типом структуры рудного поля, физико-механическими свой-



ствами вмещающих пород, характером образования и заполнения рудолокализирующих трещин, т.е. всей последовательностью формирования и масштабностью развития тектонического каркаса месторождения. В.М. Крейтер (1947), вероятно, впервые подчеркнул необходимость изучения структурной зональности месторождений и дал следующую ее общую схему (снизу вверх): зоны дробления с брекчиями, обилие трещин — зоны скольжения с тектонической глиной — зоны расщепления. В соответствии с характером тектонических рудолокализирующих структур изменяется и характер рудных тел, определяя структурную и морфологическую вертикальную зональность. Такая система развивается в однородных толщах и усложняется в случае чередования пород различной прочности и хрупкости.

Обобщение материалов по структурной зональности крупных месторождений золота, меди, полиметаллов, ртути, урана, редких металлов (около 150 объектов) позволило нам выделить три ее типа. При этом главный классификационный признак — направление развития и усложнения структуры. Зональности первого типа отвечают расширению и ветвлению структуры по восстанию, второго — по падению и третьего — по восстанию и падению.

*Зональность I типа* наиболее характерна для близповерхностных месторождений, на что впервые обратил внимание В. Эммонс (1937). Г.Шнейдерхен (1958, с. 183), характеризуя структуры эпитермальных золото-серебряных месторождений, писал «...нередко жильные системы эпитермальных золотых и золото-серебряных месторождений начинаются от немногочисленных безрудных корней, которые вверх все более и более ветвятся с образованием новых жил. Вместе с тем кверху возрастает интенсивность оруденения, на коротких расстояниях по вертикали возникают один за другим все новые и новые, все более богатые металлами парагенезисы, количество благородных металлов в которых возрастает. Еще выше рудные жилы разбиваются и распадаются на бесчисленные тончайшие прожилки, в которых содержание рудных минералов быстро снижается до нуля. Высота всего минерализованного штока в общем разрезе может достигать 500—700 м, причем оптимальной зоной благородных металлов является верхняя треть, всего лишь 150—200 м верхней части штока». Зональность первого типа описана для Криппль-Крика (А.И. Бетман, 1959), Балея (Н.В. Петровская и др., 1961 и др.), Кремница (В.И. Смирнов, 1948), Агуздака (Г.А. Баба-Заде, 1967), Байя-Марэ (Ю.Г. Щербаков, 1967) вулканогенных месторождений Средней Азии

(В.А. Арапов и др., 1981) и многих других месторождений. Отмечена она на оловянных, олово-серебряных, медных и полиметаллических — Потоси, Фреснильо, Хуанчака (А.И. Бетман, 1949), Льяльягуа, Черолке, Колкири, Оруро, Колчачака, Чокайя, Пулакайю (А.М. Альфельд, 1957), Мазарон (А.И. Бетман, 1955), Саншайн (А.И. Бетман, 1949), Гилмен (Т.Н. Ловеринг, 1968), Кансай (Ф.И. Вольфсон и др., 1965), Кураай (А.Р. Рахимов, 1955); ртутных — Монте-Амиата, Сиеле (Де Кастро, 1958), Терлингва (Р. Джейс, Дж. Томпсон, 1959); урановых (Н.П. Лаверов и др., 1962; В.Г. Жаркова, 1968) и других месторождениях. Из нее следует, что, несмотря на различный размах оруденения, соотношение протяженности отдельных элементов структуры (штокаверковой зоны, сложных и стволовых жил) относительно устойчиво и составляет 1:1:1.

*Зональность II типа* менее часта, но не менее выразительна. Многие крупные месторождения мира обнаруживают отчетливый переход стволовых жил в штокаверки и зоны минерализации на глубину. Такие переходы описаны для золоторудных месторождений Калько (А. Локк, П. Биллинслей, Г. Шмитт, 1934); Жолымбет (В.И. Данилов, 1971) и др.; медных — Бьютт (А.И. Бетман, 1949); серебряных — Пачука, Реаль-дель-Монте (Ч. Парк мл., 1966); полиметаллических — Кличкинское рудное поле (Б.А. Санин и др., 1969) и др. Количественные соотношения размаха отдельных зон составляют 1:1 — 2:2—3.

*Зональность III типа* наиболее редко проявлена. В качестве примера можно привести месторождение Комсток, где соотношение ветвящихся верхней, нижней и стволовой части равно 1:1:1 при вертикальном размахе оруденения около 1000 м. Аналогична зональность ряда месторождений Трансильвании (Ю.Г. Щербаков, 1967).

Формирование различных типов структурной зональности определяется многими факторами, из которых тип трещинной структуры и механизм поступления растворов в область рудоотложения являются главными. Г.Л. Пospelовым (1962) было показано, что гидродинамическое развитие флюидных систем определяет их морфологию. При образовании структур I типа факт некомпенсированности давления в верхних частях гидрокolonны очевиден. Активное внедрение растворов при наличии избыточного внутреннего давления и сопровождающее явление гидроразрыва приводят к возникновению расщепленной вверх структуры. При боковом поступлении растворов или при стрессовых напряжениях в заполненной растворами структуре может возникнуть зо-



нальность III типа. При пассивном поступлении растворов в область рудоотложения (адиабатическое всасывание) формируется зональность II типа. Особенно она характерна для месторождений в ореольной зоне интрузивов, где возникают нагруженные своды, сопровождаемые областями растяжения, и крупных тектонических структур, где при сбросовых (или косых) подвижках возникают области пониженного давления.

В выделенных типах отражены наиболее общие закономерности структурной зональности, тесно связанные с общей эволюцией гидротермальных систем. Последние представляются гидродинамически связанными во всех своих частях, что обуславливает развитие единой минеральной и геохимической зональности.

Для многоярусных (эшелонированных) месторождений установлено развитие самостоятельного проявления всех видов зональности для отдельных ярусов. В связи с этим ярусность оруденения необходимо считать особым свойством месторождений и учитывать при анализе зональности. Многоярусность обусловлена особым сочетанием благоприятных структурно-морфологических и литологических условий при специфических механизмах рудоотложения. Она описана на многих золоторудных месторождениях (П.С. Бернштейн, 1963; Н.И. Бородавский, 1948; Н.М. Кутюхин, 1947).

Температурная зональность и градиенты. Изучение температурной зональности золоторудных месторождений связано, прежде всего, с анализом распределения температур в их объеме как для минералов разных стадий, так и для минералов одной стадии.

Весьма представительные исследования температурной зональности близповерхностных месторождений выполнены Ю.В. Ляховым на Балеysком рудном поле. Им установлено, что тензор температур гомогенизации включений в кварце совпадает с северо-восточным склонением рудных столбов при градиентах  $14\text{--}21^\circ\text{C}/100\text{ м}$  по падению и  $3\text{--}5^\circ\text{C}/100\text{ м}$  по простиранию жил. Градиенты температур образования кварца в пределах одной стадии (например, кварц-карбонатной) составляют  $20^\circ\text{C}/100\text{ м}$  по падению. Максимальные градиенты температур, отмеченные на Балее, равны  $25\text{--}30^\circ\text{C}/100\text{ м}$ .

Аналогичные значения приводят для месторождений Румынии (М. Боркош, 1969), Японии (Т. Миядзава, 1967), Филиппин (К. Коллоу, Б. Ворли, 1965), США Дж.Викр, 1982) и др. Максимальные известные величины градиентов составляют  $70\text{--}90^\circ\text{C}/100\text{ м}$ .

Зональность глубинного Васильковского

месторождения имеет сложный характер, что обусловлено телескопированностью оруденения. Температуры образования арсенопирита (на основе геотермометра Кларка) изменяются от  $350$  до  $470^\circ\text{C}$ . При этом температуры  $450\text{--}470^\circ\text{C}$  характерны для периферийных (внешних) зон рудных залежей, а внутренние их части, отвечающие развитию продуктивных стадий, имеют температуры  $320\text{--}370^\circ\text{C}$ . Градиенты достигают  $30\text{--}50^\circ\text{C}/100\text{ м}$ . Изучение распределения значений параметров декрепитации выявило сложную картину. Участкам богатых руд (осевые части рудных залежей) соответствуют максимальные значения разности  $T_k\text{--}T_k$  кварцев. Как и на других месторождениях участков богатых руд отвечают повышенные значения общей интенсивности декрепитации.

На гипабиссальном месторождении Бестюбе температурная зональность (по кварцу методом гомогенизации) была изучена в вертикальном интервале  $115\text{--}520\text{ м}$  для системы жил Южных. Для кварца II устанавливается вполне отчетливое возрастание температур гомогенизации от  $110$  до  $160^\circ\text{C}$  при градиенте  $15\text{--}20^\circ\text{C}/100\text{ м}$ . Для кварца I изменения носят менее определенный характер. Однако в среднем происходит возрастание температур гомогенизации от  $265\text{--}280^\circ$  (гор.  $250\text{ м}$ ) до  $350^\circ\text{C}$  (гор.  $430\text{ м}$ ) при градиентах до  $35\text{--}40^\circ\text{C}/100\text{ м}$ . В целом зональность на месторождении имеет нечетко выраженный стадийный характер.

Температурные градиенты для месторождений средних глубин изучены менее детально. Л.К. Дмитриев и Ю.В. Ляхов (1968) приводят данные по месторождению Дарасун — одному из немногих, где хорошо исследованы температурные условия минералообразования. Температура образования кварца одной генерации существенно изменяется в пространстве даже в пределах одной жилы. Так, кварц из пирит-арсенопиритовой ассоциации в жиле Лагуновская на верхних горизонтах имеет  $320\text{--}280^\circ\text{C}$ , на нижних  $360\text{--}370^\circ\text{C}$  при вертикальном градиенте до  $50^\circ\text{C}/100\text{ м}$ . В другой работе Л.К. Дмитриев, Ю.В. Ляхов и И.Н. Эпов (1968) на основании термометрических данных (гомогенизация и декрепитация) уточнили температуры образования минералов и показали пространственную температурную зональность месторождения Дарасун. Она отвечает представлениям Д.А. Тимофеевского (1972) о зональности относительно штока плагιοгранит-порфиоров и трубок взрыва. На Березовском месторождении было установлено, что температуры образования кварцев продуктивной стадии гор.  $112\text{ м}$  составляют  $270\text{--}182^\circ\text{C}$ , а гор.  $162\text{ м}$  —  $275\text{--}203^\circ\text{C}$ . По данным С.И. Андриановой



(1971), те же кварцы на гор. 262 м, образованы при температуре 325—270°C. Таким образом, градиент составляет 25—30°C/100 м. А. Ричи (1963) для месторождения Калгурли приводит значения градиентов до 50°C/100 м.

Анализ опубликованных данных по месторождениям мира показывает, что температурная зональность — явление характерное даже на тех объектах, где другие виды зональности проявлены неотчетливо. Вертикальная зональность характеризуется градиентами 10—20°C/100 м, а близповерхностных месторождений 20—40° (до 70°) C/100 м. Относительное постоянство температур образования и градиентов — еще одно свидетельство близости динамики формирования золоторудных месторождений, находящихся в различной геологической обстановке, т.е. существования единых законов эволюции гидротермальных рудообразующих систем.

Эта эволюция, как показали наши исследования, протекает в условиях термостати-

рования (Ф.А. Летников, В.А. Нарсеев, 1971). Введение понятия термостатированной структуры является определяющим, т. к. связывает среду рудоотложения — матрицу минералообразования (внешний фактор) с фактором внутренней эволюции замкнутой (изолированной) рудовмещающей структуры.

Таким образом, рассмотрение зональности свойств рудных месторождений, а также ее генетическое толкование должно производиться на основе стандартных (стандартизированных) ситуаций структурно-морфологической, температурно-тепловой и литолого-макрохимической обстановок. В этом случае определяют градиенты зональности, которые могут быть сопоставлены для разных объектов и использованы с целью теоретических построений и практических заключений.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.*

УДК 550.8.053:681.3

© В.Л.Лось, И.А.Гоберник, 1994

## **Предпосылки, методика и результаты компьютерного моделирования процессов рудоотложения**

В.Л.ЛОСЬ, И.А.ГОБЕРНИК (Казимс, ИТПМ НАН РК)

Методология большинства геологических исследований базируется на принципах аналогии и редукционизма, представлениях о равновесных системах, приемах интер- и экстраполяции, классификации, некоторых положениях статистики и евклидовой геометрии. Хотя ресурс этих методов далеко не исчерпан, пора искать новые подходы к изучению геологических систем и процессов, которые в будущем могли бы стать основой построения технологий прогноза, поисков и разведки минеральных ресурсов. Одним из перспективных может стать компьютерное моделирование рудообразующих систем и процессов, воспроизводящее нелинейную динамику открытых систем в условиях неравновесия. Исследования по этой проблеме были начаты в 1991 г. при подготовке Всесоюзных семинаров по синергетике геологических систем (Алма-Ата, 1991; Иркутск, 1992) и в настоящее время нашли поддержку Российского фонда фундаментальных исследований в рамках проекта «Пространственная организация и динамика формирования рудных месторождений». К настоящему времени проведено содержательное обоснование, построены математи-

ческая и компьютерная модели, а также получены первые результаты моделирования процесса рудоотложения. Авторы благодарят академика РАН Ф.А.Летникова и профессора В.А.Нарсеева за советы и поддержку.

**Содержательная модель рудообразования.** Рудные месторождения представляют собой локальные участки геологического пространства, характеризующиеся резко повышенными концентрациями одного или нескольких элементов по отношению к кларку. Несмотря на большое разнообразие абсолютных размеров, геологических обстановок и времени формирования месторождения обладают удивительным сходством между собой по некоторым очень существенным для них характеристикам, как, кстати, и многие другие геологические системы и объекты.

К таким общим особенностям рудных объектов (месторождений) можно отнести следующие.

1. Инвариантность минерального состава и зональности относительно переноса в пространстве и изменении химизма вмещающей среды. Например, свинцово-цинковые



месторождения, как и месторождения других металлов, встречаются на всех континентах и располагаются в породах самого различного химического состава и происхождения (гранитоиды, сланцы, карбонаты и т.д.). При этом их преобладающий минеральный состав и зональность остаются практически одинаковыми. Данное положение нельзя трактовать как полную независимость месторождений от вмещающей среды. Приуроченность рудных объектов в конкретных регионах к определенным формациям и структурам достаточно очевидна, но это дополняет, а не исключает тезис об инвариантности.

2. Образование месторождений и повторяемость их минерального состава и зональности в различные эпохи геологического развития земной коры. Для тех же свинцово-цинковых месторождений основной минеральный состав и зональность остаются неизменными от протерозоя до наших дней. Здесь, однако, не исключается крайне неравномерное распределение месторождений тех или иных металлов по различным геологическим эпохам.

3. Сопоставимость средних содержаний основных полезных компонентов (металлов) и наборов элементов-примесей в месторождениях определенных типов.

4. Квантование поля концентраций основных полезных компонентов в месторождениях. Это явление, открытое в 60-е годы и теперь известное для месторождений различных металлов [5, 6, 8, 12, 13], проявляется в существовании постоянных устойчивых уровней концентрации элементов. Уровни фиксируются на графиках статистического распределения отдельными модами (в целом распределение получается полимодальным).

Ниже приведены оценки модальных значений уровней концентрации ряда металлов в месторождениях.

| Элементы | Оценки мод |      |         |     |
|----------|------------|------|---------|-----|
| Cu, %    | 0,085      | 0,31 | 0,75    | 1,6 |
| Mo, %    | 0,02       | 0,06 | 0,18    | —   |
| Zn, %    | 0,12       | 0,36 | 1,1     | 3   |
| Au, г/т  | 0,3        | 1    | 2,5—3,5 | 10  |

5. Значительная пространственная изменчивость («изрезанность») поля концентраций металлов в месторождениях и его фрактальность.

Перечисленные особенности месторождений носят качественный характер и их список, конечно, не является полным. По сути, в них реализуется принцип эквивалентно-

сти развития сложных открытых систем. Но именно эти особенности (кроме последней) и некоторые представления о механизме формирования месторождений послужили отправными точками определения базисных положений моделирования рудообразующего процесса.

Первое базисное положение заключается в том, что перенос и отложение рудного вещества при образовании месторождений осуществляется водными растворами, т.е. мы моделируем рудообразование в так называемых гидротермальных месторождениях. Представления о гидротермальном процессе, как известно, основываются на изучении газовой-жидких включений в минералах и наблюдениях над современными гидротермами. Кроме того, при становлении гидротермальной теории принималась во внимание высокая способность процесса растворения к селективной экстракции, переносу и перераспределению вещества, которую не может обеспечить, например, плавление (а именно в протекании таких процессов суть образования большинства рудных месторождений).

Второе базисное положение основано на значительной автономности рудообразующих систем и, главное, на их инвариантности относительно изменения химического состава вмещающей среды. Это позволяет с достаточной степенью уверенности считать, что выпадение рудных минералов происходило за счет эволюции состава, структуры и концентрации самого гидротермального раствора по механизму реакции 1-го порядка:  $W \rightarrow W'$  или  $W \leftrightarrow W'$ , где  $W$ ,  $W'$  — растворенная и выпавшая фазы.

Количество твердой фазы  $q$ , возникающей при протекании реакции первого порядка, описывается общим уравнением:

$$dq/dt = v_1 q - v_2 q + k_{пр} MC - k_{об} q, \quad (1)$$

где  $t$  — время;  $v_1$ ,  $v_2$  — скорость привноса и выноса фазы  $W'$ ;  $k_{пр}$ ,  $k_{об}$  — константы скорости прямой и обратной реакций;  $C$  — концентрация раствора;  $M$  — количество раствора в зоне реакции.

Интегрирование уравнения (1) для реакции  $W \rightarrow W'$  ( $v_1$ ,  $v_2$ ,  $k_{об}$  равны 0; начальные  $t$  и  $q$  также равны 0) приводит к соотношению

$$q = k_{пр} C M t. \quad (2)$$

Интегрирование для реакции  $W \leftrightarrow W'$  ( $v_1$ ,  $v_2$ , равны 0) дает

$$q = (k_{пр} C M - e^{k_{об} t}) / k_{об}. \quad (3)$$

При увеличении  $t$  второй член числителя в формуле (3) стремится к 0, и получаем соотношение:

$$q = K C M, \quad (4)$$



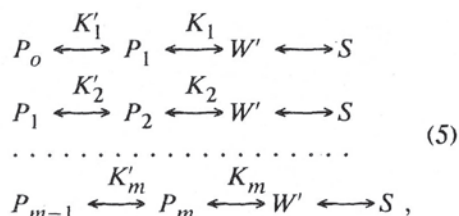
где  $K = k_{\text{пр}} / k_{\text{об}}$  — константа равновесия реакции.

Качественный содержательный анализ полученных соотношений (2) и (4) показывает, что устойчивые уровни концентрации могут возникнуть только при протекании обратимой реакции, константа равновесия которой скачкообразно изменяется во времени и пространстве в зависимости от состояния раствора (его концентрации и структуры) и температуры. Это следует из того, что концентрация (точнее активность) на входе в область рудоотложения ( $C_{\text{ст}}$ ) примерно постоянная (см. особенности 3 и 4 рудообразующих систем);  $M$  — внешний «случайный» фактор по отношению к рудообразующему раствору может рассматриваться как своего рода «генератор шума»;  $t$  — время подачи раствора в зону реакции тоже внешний фактор, который зависит от длительности функционирования очага растворов, наличия каналов их движения и т.п. В результате только скачкообразное изменение  $K$  может привести к эмпирически наблюдаемым устойчивым уровням концентрации  $W'$ . Таким образом, обратимость и скачкообразное изменение константы равновесия реакции рудоотложения является третьим базисным положением моделирования.

Четвертое базисное положение связано с влиянием температуры на коэффициенты прямой и обратной реакции рудоотложения. Это влияние описывается законом Аррениуса  $K = K_0 e^{-\text{const}/T}$ . Абсолютная величина константы в показателе степени зависит от энергии активации соответствующей реакции, а знак (и в небольшой степени величина) от знака разности ( $T_{\text{плав}} - T$ ). Разность эта всегда меньше нуля для раствора (соответственно константа скорости прямой реакции у нас имеет знак плюс), и больше нуля для твердой фазы (константа скорости обратной реакции имеет знак минус).

Последнее базисное положение вводит представление о механизме процесса и общей схеме рудоотложения. Мы считаем, что выпадение  $W'$  происходило в результате агрегации комплексов металлов (а для сульфидных месторождений — серосодержащих комплексов) по механизму поликонденсации или кластерообразования [4, 7]. Именно эти механизмы обеспечивают скачкообразную смену  $K$  (при практическом сохранении состава  $W'$ ) в условиях снижения температуры раствора и (или) увеличении его концентрации. Кстати, только агрегационные механизмы естественно объясняют образование очень богатых руд с коллоидной структурой, т. к. именно поликонденсация и кластерообразование в пределе приводят к образованию высококонцентриро-

ванных коллоидных растворов. Общая схема рудоотложения имеет следующий вид:



где  $P_0, P_1, \dots, P_m$  — полимеры или кластеры, молекулярный вес которых возрастает от 0 к  $m$ ;  $K'_i$  — константы равновесия, определяющие распределение полимеров (или кластеров) в растворе;  $K_i$  — константы равновесия реакций  $W \leftrightarrow W'$  ( $K_1 < K_2 < \dots < K_m$ );  $S$  — конечный продукт реакций (наблюдаемый минерал).

Надо заметить, что в этой схеме образование  $W'$  связано с адсорбцией на стенках трещин, пор и т.п. и, строго говоря, переход  $W$  в  $W'$  не является фазовым, а скорее сменой агрегатного состояния. Фазовый переход происходит при «старении» осадка  $W'$  и преобразовании его в  $S$  при установлении дальних связей между атомами (т.е. кристаллизацией).

Исходя из введенных базисных положений моделирования, была построена компьютерная модель одномерного «проточного реактора», упрощенно отображающего зону рудоотложения. На вход реактора подается раствор с концентрацией  $C_{\text{ст}}$ , из которого в условиях снижающейся температуры начинает выпадать осадок в количестве  $q$ . По мере развития процесса во времени мы имеем возможность наблюдать за изменением  $q$  и  $C$  вдоль реактора.

При сделанных выше предположениях рудообразование, рассматриваемое как процесс осадконакопления в проточном реакторе, описывается двумя уравнениями:

$$\begin{cases} \frac{\partial q}{\partial t} = -k_{\text{об}} e^{-B/T_s} + k_{\text{пр}} e^{A/T_c} \\ \frac{\partial(q+C)}{\partial t} = -u \frac{C}{x} \end{cases} \quad (6)$$

( $q = q(x, t)$ ;  $C = C(x, t)$ ;  $T = T(x)$ ;  $k_{\text{пр}} = k_{\text{пр}}(C/T)$ ;  $k_{\text{об}}, u, A, B = \text{const}$ ).

Первое уравнение отражает обмен вещества между раствором и осадком в соответствии с законом Аррениуса, второе моделирует перенос растворенного вещества без учета диффузии.

Граничные и начальные условия записываются в виде:

$$C(0, t) = C, \quad q(x, 0) = 0.$$

Для компьютерного моделирования процесса рудоотложения в одномерном проточном реакторе авторами был разработан про-



граммный комплекс SIMOR для ПЭВМ типа IBM PC/AT.

Головной модуль программного комплекса объединяет блок ввода, хранения и загрузки исходных данных и 4 блока, реализующих численное интегрирование системы (6) по схемам (10), (12) и их модификациям.

Программа носит исследовательский характер и работает в интерактивном режиме. Входными данными служат параметры моделирования ( $A, B, \{\alpha_i\}, \{k_{np}^{(i)}\}, k_{об}$ ), температурный профиль, начальная концентрация в растворе и количество элементарных ячеек в реакторе, задающее степень приближения конечно-разностных схем к исходным уравнениям (6).

Моделирование производится с синхронной визуализацией состояний системы. На экране дисплея разворачивается процесс перераспределения растворенного и осажденного вещества вдоль реактора за счет прямой и обратной реакций и конвекции.

Программный комплекс оснащен широким спектром средств анализа динамики осадконакопления и пространственного распределения осадочной толщи. Представленное меню фазовых портретов позволяет наблюдать тонкие структуры траекторий переменной  $q$  (количество осажденного вещества в фиксированной элементарной ячейке реактора) в различных 2-мерных проекциях фазового пространства.

В произвольный момент времени процесс может быть «приостановлен» для получения статистической информации (гистограммы распределения  $q$  вдоль реактора, средние, дисперсия, показатель фрактальности), для вывода графика, отражающего динамику накопления осадка в фиксированной ячейке, а также для изменения некоторых граничных данных (концентрация на входе, температурный профиль) и введения случайных возмущений в заданном диапазоне.

Программный комплекс написан на языке СИ и работает в среде MS DOS.

Результаты моделирования рудоотложения. О значениях многих характеристик и параметров процесса рудоотложения, которые используются при его моделировании, в настоящее время можно только строить предположения и давать их относительную условную оценку. Незнание этих характеристик и параметров обусловлена, прежде всего, не отсутствием данных о свойствах систем типа вода — рудный минерал, а некоторыми принципиальными трудностями, связанными с крайней ограниченностью наших знаний о составе, структуре и концентрации рудообразующих растворов. Эти растворы вместе с поверхностями трещин (пор, пустот и т.п.), на которых происходит

отложение рудного вещества, образуют сложную физико-химическую и гидродинамическую систему, состояние которой определяется большим количеством факторов. По сути, мы имеем возможность наблюдать только суммарный эффект рудообразования, да и то в качественном виде. В каком-то смысле рудообразующая система является для нас неким «черным ящиком», об особенностях поведения и функционирования которого мы делаем предположения и проводим условную оценку параметров, ориентируясь на конечный результат его деятельности. Моделирование подобных систем может стать инструментом и стимулом решения своего рода обратной задачи, т.е. уточнения представлений о параметрах и характеристиках моделируемого процесса. Оценка степени адекватности моделирования реальному процессу основывается на содержательных соображениях и правдоподобии получаемых результатов.

При моделировании рудоотложения с помощью программного комплекса SIMOR вдоль реактора задается температурный профиль (в градусах Кельвина) и концентрация поступающего на вход в реактор раствора (в условных единицах). Остальные параметры задаются так, чтобы процесс моделировался в допустимых рамках, не приводя к абсурдным результатам. К задаваемым таким образом параметрам относятся константы скоростей прямых реакций ( $k_{np}^{(i)}$ ), константа скорости обратной реакции ( $k_{об}$ ), параметры  $A, B$ , регулирующие степень влияния температуры на  $k_{np}$  и  $k_{об}$ , границы обобщенного параметра  $\alpha' = C/T$ , определяющего условия смены прямых реакций.

В данной статье рассматриваются результаты моделирования процесса рудоотложения, выполненные только по схеме с локально-постоянными скоростями реакций.

При необратимом процессе ( $k_{об} = 0$ ) во всех случаях получается картина распределения  $q$  типа «частокол», который при небольших градиентах поля  $T$  визуально сливается в сплошной массив. При этом фрактальная размерность одномерного поля  $q$  вдоль реактора все время сохраняется высокой (1,35—1,5). Практическое отсутствие такого типа распределения металла в рудных массивах свидетельствует о локальной обратимости рудоотложения ( $k_{об} > 0$ ). В то же время образование месторождений в целом является, конечно, необратимым, и получаемая картина распределения выпавшего вещества очень напоминает ритмичное расположение рудных тел на некоторых месторождениях (классическим примером в этом отношении является широко известное колчеданно-полиметаллическое месторождение Белоусовское на Рудном Алтае [1]).



При рудообразовании в результате протекания одной обратимой реакции зона установившегося равновесия ( $C = \text{const}$ ) сопровождается большей по размерам зоной не установившегося равновесия, которая характеризуется изменчивостью концентраций выпавшего вещества, возникновением квазипериодических структур разного порядка.

Интересная и более близкая к реальным распределениям металлов в месторождениях картина получается при задании нескольких реакций выпадения вещества. Моделирование проводилось нами при трех значениях  $k_{np}$ , смена которых определялась обобщенным параметром  $\alpha$  ( $k_{np} = 0,02; 0,04; 0,06$ ). В случае  $A, B = 0$  (температура не влияет на  $k_{np}$  и  $k_{об}$ ) система ведет себя устойчиво, и в распределении  $q$  возникают три бестрендовые ступени, которые плавно сходят к нулю по направлению течения потока.

Совершенно другая картина распределения  $q$  получается при сильном влиянии температуры на  $k_{np}$  ( $A = 800$ ) и слабом влиянии на  $k_{об}$  ( $B = 60$ ) (рисунок). Здесь за зоной установившегося равновесия, которая в градиентном поле  $T$  имеет ступенчато-трендовый характер, развивается обширная зона неравновесия. В этой зоне возникают концентрации раствора выше начальной, встречаются значения  $q$ , существенно превосходящие максимальные равновесные, постоянно возникают периодические структуры разного порядка и наблюдается сильная «изрезанность» поля  $q$  (фрактальная размерность 1,3—1,4). Очень сложные и пока не вполне понятные структуры возникают на проекциях фазового пространства системы в координатах  $C_i - q_i$ ,  $C_{i-1} - q_i$ ,  $\text{grad } q_i - q_i$ ,  $q_{i+1} - q_i$ , где  $i$  — пространственная координата (в нашем случае на рисунке  $i = 60$ ). В поле  $C_i - q_i$  отмечаются полосы, отражающие прямую связь между  $C_i$  и  $q_i$ . Некоторые полосы имеют размытый вид, но все ориентированы под одним углом. После  $C_{i-1} - q_i$  представляется довольно хаотичным, и четких структур здесь пока не выявлено. Портрет системы в координатах  $\text{grad } q_i - q_i$  в какой-то степени обратен портрету  $C_i - q_i$  (несколько траекторий, отражающих обратную связь между  $\text{grad } q_i$  и  $q_i$ ). Интерес представляет проекция  $q_{i+1} - q_i$ , т. к. она может наблюдаться в рудных месторождениях и, следовательно, использоваться для оценки степени адекватности модели реальным объектам. На этой проекции след траекторий состояния системы в координатах  $q_{i+1} - q_i$  представляет собой витки разного размера (в том числе и выходящие за пределы максимальных равновесных значений  $q_{i+1}$  и  $q_i$ ), почти равномерно заполняющие

пространство  $q_{i+1} - q_i$ . На последнем этапе развития системы (перед установлением равновесия в  $i$ -й ячейке) траектория становится линейной. Временная динамика изменения  $q$  в точке  $i$  ( $i = 60$ ) показана на рисунке. Видно, что выпавшее в осадок рудное вещество многократно переотлагалось. Главное же в динамике — зеркальное подобие распределения  $q$  в пространстве и времени. В определенной мере подобие легко выводится из расчетной схемы при устойчивом поведении системы, но, как видно, оно в значительной степени сохраняется и в зонах неустойчивости. Пространственно-временное подобие распределения  $q$  может иметь важное прикладное значение, т. к. есть данные, что в кристаллах записывается история формирующих их систем и тогда, воссоздав динамику образования  $q$  в точке, можно будет делать выводы о поведении  $q$  в пространстве (на глубоких горизонтах и флангах изучаемого объекта).

В целом по результатам моделирования, в том числе и кратко рассмотренным в настоящей статье, можно сделать следующие выводы о характере рудоотложения в гидротермальном процессе и факторах, влияющих на распределение выпавшего вещества.

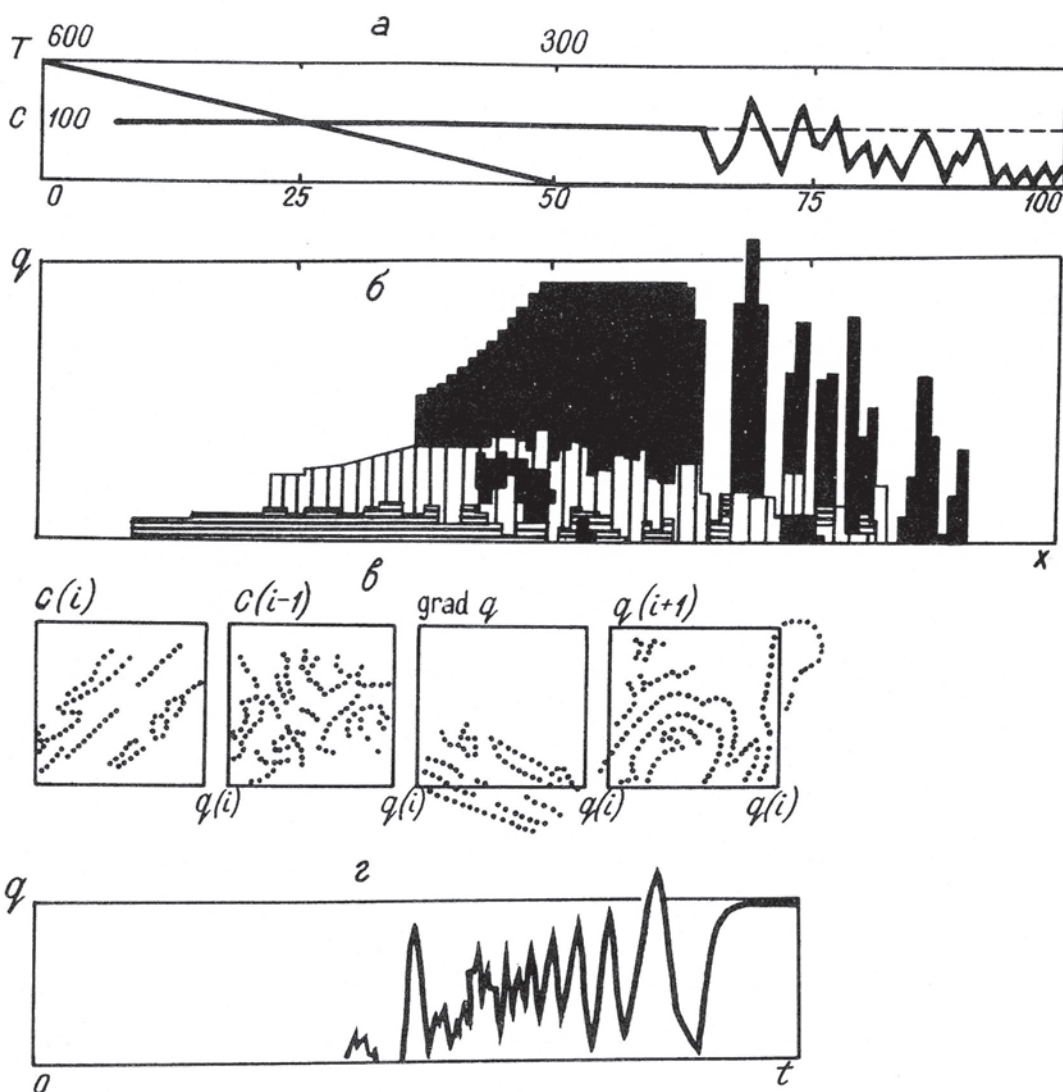
1. Во всех случаях при монотонном понижении или статировании температуры формирование рудной зоны идет в направлении движения потока гидротермального раствора. Во фронтовой части потока могут возникать небольшие обособленные очаги рудоотложения, но они обычно «рассасываются» или сливаются с основным массивом  $q$ .

2. Зоны не установившегося равновесия почти всегда сопровождают зоны равновесия и часто превосходят их по размерам. При этом локальные всплески уменьшаются по направлению движения потока («понижающийся частокол»).

3. Для зон не установившегося равновесия характерны значительная изрезанность поля  $q$  (от значений выше максимальных равновесных, т.е. своего рода «ураганных», до нуля), появление квазипериодических структур разного порядка, фрактальная размерность 1,2—1,5 (для одномерного варианта), постоянное перераспределение вещества. По мере развития процесса в зоне неравновесия локальные неоднородности  $q$  имеют тенденцию к укрупнению и сливанию.

4. Неравновесности процесса рудоотложения способствует сильное влияние температуры на коэффициент скорости прямой реакции (усиление нелинейности процесса); повышение влияния температуры на коэффициент обратной реакции способствует стабилизации процесса.

5. Динамика накопления  $q$  в точке зер-



Результат моделирования рудообразования при  $k_{np} = 0,02; 0,04; 0,06$ ;  $k_{ог} = 0,5$  ( $t = 225$ ):

$a$  — температурный профиль ( $T$ , K) и график концентрации поступающего на вход в реактор раствора ( $C$ , усл. ед.);  $б$  — распределение количества осажденного вещества  $q$  вдоль реактора;  $в$  — проекции фазового пространства системы;  $г$  — динамика накопления осадка в выделенной ячейке

кально подобна распределению  $q$  в пространстве по направлению течения рудообразующего потока (пространственно-временное подобие).

6. На двумерных проекциях фазового пространства рудоотлагающей системы выявляются «тонкие» структуры процесса (квазистационарные состояния, линейные и виткообразные траектории, аттрактивные точки), систематизация и анализ которых возможно позволят получить новую информацию о механизмах и особенностях процесса формирования рудных месторождений.

Проведенное компьютерное моделирование в рамках сделанных содержательных предположений о процессе рудоотложения

показало, что наблюдаемые структуры поля концентрации металлов в месторождениях (ритмичность разных порядков, наличие «ураганных» содержаний, высокая изрезанность и фрактальность поля в однородных средах и т.п.) могут возникать за счет самоорганизации нелинейных рудообразующих систем в условиях неравновесия. Таким образом, здесь наблюдаются явления синергизма, что требует несколько иного подхода к изучению соответствующих систем. Прежде всего необходимо обращать внимание на внутренние закономерности систем (сложных, открытых, нелинейных, неравновесных), на присущую им внутреннюю логику поведения.



Появившиеся в последнее время работы [2, 3, 4, 10, 11] свидетельствуют о широком проявлении синергизма в геологических системах и объектах (от оболочек земной коры до минералов), и поэтому использование соответствующего подхода и инструментария (в частности, рассмотренного в данной статье) может представлять интерес при решении широкого круга геологических задач.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гармаш М.М., Стучевский Н.И. Условия локализации лентовидных залежей полиметаллических руд в Иртышской зоне смятия (на примере Белоусовского месторождения) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 12. С. 32—46.
2. Геологическая синергетика: Тез. докл. семинара 21—23 октября 1991 г., Алма-Ата. КазИМС. 1991.
3. Жоголев Л.П., Козлов С.А., Молчанов А.А., Штоколенко М.Б. Синергетика системы «вода—порода» // Геологическая синергетика: Тез. докл. семинара 21—23 октября 1991. Алма-Ата. КазИМС. 1991. С. 12—16.
4. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
5. Лось В.Л., Пшеничников В.Н. Распределение содержания меди и молибдена на месторождениях Каратасского рудного поля (Северо-Западное Прибалхашье) // Геология и разведка твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата. 1968. С. 141—146.
6. Лось В.Л. Анализ распределения соеодержаний основных полезных компонентов в рудах // Применение математических методов в геологии. Алма-Ата. 1968. С. 239—243.
7. Лось В.Л., Нарсеев В.А. Особенности структуры распределения параметров минеральных систем и их значение в изучении эндогенного рудообразования // Условия образования рудных месторождений Казахстана. Алма-Ата. 1984. С. 23—32.
8. Нарсеев В.А. Распределение золота в рудах месторождений и его физико-химическая интерпретация // Применение математических методов в геологии. Алма-Ата. 1968.
9. Роуч П. Вычислительная гидродинамика. — М. Мир, 1980.
10. Рудная синергетика. — М.; 1991. (Тр. ЦНИГРИ. Вып. 244).
11. Синергетика геологических систем: Тез. докл. 6—9 октября 1992 г. — Иркутск, ИЗК СО РАН.
12. Трубицкий Л.М. Некоторые особенности распределения рудного вещества на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Металлогения и рудообразование. Алма-Ата, 1979, С. 165—173.
13. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Сенчило Н.П. Рудноносный блок и локализация в нем редкометаллоидов // Минеральные месторождения. Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК. М., 1972. С. 88—104.

УДК 552.323.6:551.311

© А.И. Крючков, А.Д. Харьков, В.В. Роговой, 1994

### Динамическое воздействие траппов на кимберлиты и идентификация отторженцев кимберлитов

А.И. КРЮЧКОВ (Акционерная компания «Алмазы России — Саха»),  
А.Д. ХАРЬКОВ (ЦНИГРИ),  
В.В. РОГОВОЙ (Амакинская экспедиция Акционерной компании «Алмазы России — Саха»)

В Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (Якутия) установлена интенсивная динамическая активность трапповых тел, проявляющаяся в перемещении ими блоков осадочных пород нижнего и верхнего палеозоя и кимберлитов как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Величина перемещений зависит прежде всего от морфологии трапповых тел и их мощности и составляет 180 м и более (полная мощность силла) по вертикали и несколько сотен метров по горизонтали [1, 2, 3].

Впервые факт перемещения в горизонтальном направлении (на 250 м) пластины нижнепалеозойских осадочных пород вместе с заключенной в них верхней частью кимберлитового тела был установлен для трубки Подтрапповая [1]. С этого момента для блоков кимберлитовых пород, отчлененных и механически отторгнутых от их материнских тел, применяется термин «кимберлитовый отторженец».

В зависимости от динамических усилий со

стороны трапповых тел образуются два типа отторжений: без существенных перемещений блоков от материнских тел [2]; с перемещением блоков на относительно значительное расстояние [1]. Обнаружение отторженцев служит прямым поисковым признаком, свидетельствующим о наличии поблизости его корневой части, однако реконструировать трассу перемещения отторгнутого блока и определить наиболее вероятное местоположение корней — исключительно сложная задача. Достаточно отметить, что до завершения детальных исследований кимберлитовых пород трубок Юбилейная и Озерная и сравнения их с таковыми из вскрытого около них кимберлитового отторженца поиски его корней возобновлялись неоднократно. Поэтому, обнаружив в районе отторженца предполагаемое материнское тело, в первую очередь следует провести детальное изучение слагающих эти тела пород с целью решения вопроса об их идентичности. Такая необходимость обусловли-

# 1. Характеристика отторгнутых тел кимберлитов

| Местоположение отторженца | Форма в плане                | Размеры в плане, м | Мощность, м    | Площадь, га | Расстояние от материнского тела, м |              | Мощность перекрывающих пород, м |
|---------------------------|------------------------------|--------------------|----------------|-------------|------------------------------------|--------------|---------------------------------|
|                           |                              |                    |                |             | по горизонтали                     | по вертикали |                                 |
| Возле трубки Юбилейная    | Пластообразная клиновидная   | 310—440            | 1,7—19,7 (9,9) | 11,2        | 900                                | 38           | 0—43,5 (24,3)                   |
| Возле трубки Подтрапповая | Пластообразная эллипсовидная | 65—125             | 8—12 (9,8)     | 1,1         | 250                                | 5            | 55—60 (57)                      |
| Возле трубки Алакитская   | То же                        | 52—98              | 1—13,1 (7,4)   | 0,51        | 140                                | 8            | 35,6—39,6 (37)                  |

Примечание. В скобках — средняя мощность.

вается возможным присутствием в пределах этого же участка (учитывая кустовой характер расположения значительного количества известных трубок) еще одного неизвестного тела.

К настоящему времени в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового поля установлены три крупных отторженца. Материнскими телами для них являются трубки Подтрапповая, Юбилейная и Алакитская (табл. 1).

Все блоки отторгнутых кимберлитов представляют собой пластообразные тела, размеры которых обусловлены, по-видимому, разной энергетической мощностью внедрявшихся трапповых силлов, определившей и разный характер смещения отторгнутых тел.

Трубка Алакитская и ее кимберлитовый отторженец расположены в верховьях долины р. Алакит и входят в состав крайней юго-западной группы тел Алакит-Мархинского кимберлитового поля, приуроченных к рудовмещающей зоне северо-восточного глубинного разлома. В плане она имеет почти изометрическую (округлую) форму (рис. 1), размером под перекрывающими породами 116×125 м. С глубиной площадь ее поперечного сечения постепенно уменьшается, что придает трубке в разрезе форму, близкую к усеченному конусу. Углы падения контактов трубки с вмещающими породами в пределах изученной части 75—80° и лишь в непосредственной близости от поверхности залегание их более пологое.

Вмещающие отложения в интервале вскрытого скважинами разреза представлены глинистыми доломитами и мергелями кылахской свиты ордовика ( $O_{2-3kl}$ ) и известняками меикской свиты нижнего силура ( $S_1ln$ ). С поверхности трубка полностью перекрыта средне- и верхнекаменноугольными терригенными отложениями и пластовой интрузией долеритов пермо-триасового возраста, внедрившейся в верхние горизонты вмещающих ее нижнепалеозойских пород.

Каменноугольные отложения представлены преимущественно кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами айхальской свиты мощностью 23—45 м. По данным В.П. Серова, мощность интрузии траппов, залегающей непосредственно на погребенной поверхности трубки, изменяется от 25—30 м в центральной части до 3—5 м на северном и 13—15 м на южном флангах; разница в отметках подошвы силла составляет 10—12 м. Общая мощность перекрывающей толщи в среднем 54 м. Породы, слагающие интрузию, по составу соответствуют долеритам нормального ряда, относящимся к первой фазе.

Внедряясь в отложения меикской свиты, заключающие верхнюю часть трубки Алакитская, интрузия отторгла верхние слои нижнего палеозоя и апикальную часть трубки и переместила их (в близком к горизонтальному положении) в юго-западном направлении на расстояние 140 м (см. рис. 1). Отчлененный и приподнятый интрузией (на высоту ее мощности) блок кимберлита мощностью 1,5—3 м вскрыт непосредственно над диатремой в основании перекрывающей ее осадочной толщи карбона. Контактные изменения вмещающих долериты пород проявились в незначительном ороговиковании терригенных и мраморизации карбонатных отложений. Мощность таких зон колеблется от 0,3 до 3 м.

Трубка характеризуется простым строением, сложена однотипной кимберлитовой ксенотуфобрекцией, пересыщенной обломками карбонатных пород. Верхняя ее часть, до глубины 60—80 м, сложена средне- и крупнообломочной ксенотуфобрекцией, содержащей до 40 % обломков вмещающих пород. С глубиной количество ксенолитов резко возрастает и, по данным А.С. Фомина, достигает 85—90 % объема породы. Размер обломков изменяется от долей сантиметра до нескольких метров в поперечнике; форма их угловатая, округло-угловатая, реже округлая. Находки ксенолитов кристаллических пород крайне редки; размеры их, как



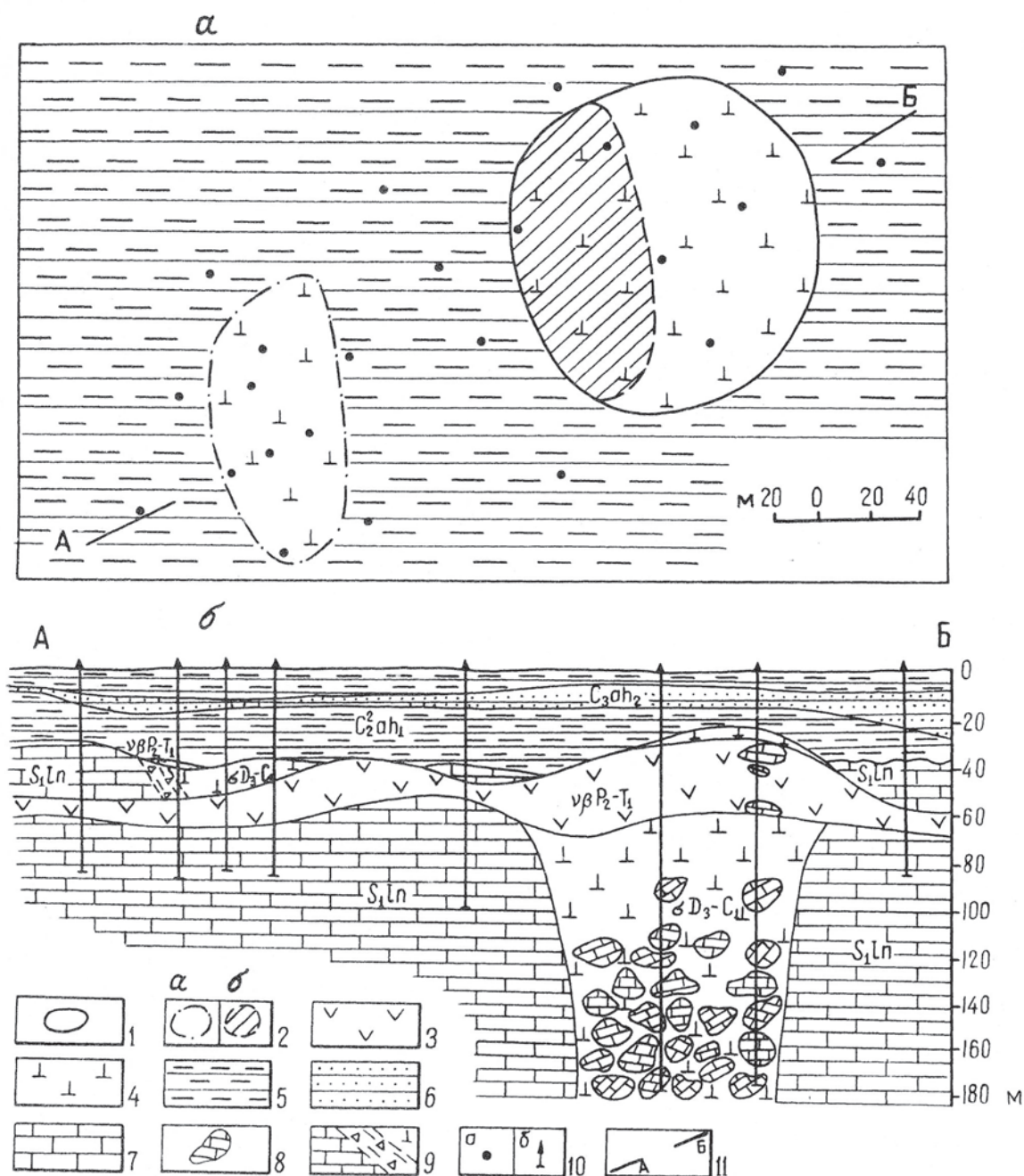


Рис. 1. Кимберлитовая трубка Алакитская в плане (а) и разрезе (б):

1 — контур трубки под траппами; 2 — контур отторгнутого блока (а) и срезанной части трубки (б); 3 — долериты, Р—Т; 4 — кимберлиты; перекрывающие породы,  $PZ_2$ ; 5 — алевриты, 6 — песчаники; 7 — вмещающие породы — известняки нижнего палеозоя меикской свиты лландоверийского яруса; 8 — ксенолиты осадочных пород в кимберлитах («плавающие рифы»); 9 — зоны брекчирования в известняках; 10 — скважины на плане (а) и разрезе (б); 11 — линия разреза

правило, не превышают 3—5 см. Цементом ксенотуфобрекчий является гибридный материал кристаллокластической структуры. Основу его (80 %) составляют минералы карбонатных и терригенных пород: кальцит, доломит, кварц, полевой шпат, монтморил-

лонит, гидрослюда и др. Обломки псевдоморфоз по оливину слагают на более 0,5 % объема кимберлита-цемента; размеры их 0,5—4 мм, форма округло-угловатая и угловатая. Псевдоморфозы нацело сложены кальцитом, иногда по периферии развит

## 2. Результаты статистической обработки данных частичного микрозондового анализа гранатов из кимберлитовых пород

| Минеральные парагенезисы                                      | Трубка Алакитская | Отторженец |
|---------------------------------------------------------------|-------------------|------------|
| Количество проанализированных зерен                           | 149               | 169        |
| В том числе составов:                                         |                   |            |
| альмандинового                                                | 45/30,2           | 69/40,8    |
| лерцолитового и вебстеритового                                | 79/53,0           | 53/31,4    |
| верлитового                                                   | —                 | —          |
| дунит-гарцбургитового                                         |                   |            |
| всего                                                         | 25/16,8           | 47/27,8    |
| алмазной ассоциации                                           | 13/8,7            | 28/16,6    |
| Число зерен ультраосновного парагенезиса                      | 104               | 100        |
| Количество гранатов с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , % |                   |            |
| < 2                                                           | 19/18,3           | 9/9,0      |
| 2—5                                                           | 41/39,4           | 27/27,0    |
| > 5                                                           | 44/42,3           | 64/64,0    |
| > 7                                                           | 24/23,1           | 35/35,0    |
| > 10                                                          | 3/2,9             | 10/10,0    |
| Коэффициент хромистости                                       | 0,73              | 0,61       |

Примечание. В числителе — шт., в знаменателе — %.

изотропный серпентин. Отмечаются лейсты интенсивно хлоритизированного флогопита.

Породы отторгнутого блока, как и верхняя часть трубки, сложены средне- и крупнообломочными ксенотуфобрекчиями буровато-серого цвета со следами динамического воздействия траппов, выразившегося в интенсивном их дроблении и смятии до образования зон расщепления. Все это вместе с гипергенными изменениями, связанными с влиянием трапповых гидротерм, существенно видоизменило кимберлиты отторженца.

Преобладающим минералом тяжелой фракции как для кимберлитовых пород трубки, так и отторженца, является пирит (соответственно 5,34 и 1,98 кг/т). Из индикаторных минералов пикроильменит преобладает над пиропом. Количество его в трубке варьирует от 0,01 до 13,5 кг/т, при среднем значении 0,97 кг/т; в породах отторженца — 0,52 кг/т. Содержание пироба в трубке колеблется в более узких пределах

— от 0,01 до 2,24 кг/т и в среднем равно 0,16 кг/т; в отторженце — 0,12 кг/т. Из цветовых разностей гранатов в обоих телах преобладают фиолетовые (48,5 и 51 % соответственно) и красные (41,4 и 46,9 %); оранжевые и розовые гранаты имеют резко подчиненное значение. Из других минералов встречаются хромшпинелид, хромдиопсид, оливин, апатит, флогопит.

В основу решения задачи возможной принадлежности пород отторгнутого блока к трубке Алакитская был положен критерий индивидуальности химического состава и физических свойств статистической совокупности минералов-спутников алмаза для каждого их коренного источника [6, 7, 8]. Исследования химического состава граната, пикроильменита, хромшпинелида из пород трубки и вскрытого возле нее отторженца проводились по методике частичного количественного рентгеноструктурного анализа на микроанализаторе «Geol 50А» в Институте геологии ЯНЦ СО РАН. Результаты статистической обработки данных микро-

## 3. Результаты статистической обработки данных частичного микрозондового анализа пикроильменитов из кимберлитовых пород

| Оксиды                          | $\bar{X}$ | $S^2$ | min   | max   | Р.в.  | S     |
|---------------------------------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Трубка Алакитская (выборка 107) |           |       |       |       |       |       |
| MgO                             | 8,33      | 1,94  | 5,39  | 14,58 | 9,19  | 3,80  |
| $\text{Cr}_2\text{O}_3$         | 1,24      | 1,17  | 0,12  | 6,20  | 6,08  | 1,37  |
| $\text{TiO}_2$                  | 45,45     | 3,24  | 38,06 | 53,82 | 15,76 | 10,48 |
| Отторженец (выборка 169)        |           |       |       |       |       |       |
| MgO                             | 7,03      | 1,77  | 5,24  | 15,42 | 10,23 | 3,20  |
| $\text{Cr}_2\text{O}_3$         | 0,97      | 1,06  | 0,17  | 5,78  | 5,61  | 1,14  |
| $\text{TiO}_2$                  | 42,40     | 2,37  | 36,92 | 50,08 | 13,16 | 8,62  |

Примечание. min, max,  $\bar{X}$  — содержания соответственно минимальное, максимальное, среднее.  $S^2$  — стандартное отклонение. Р.в. — размах выборки. S — дисперсия.



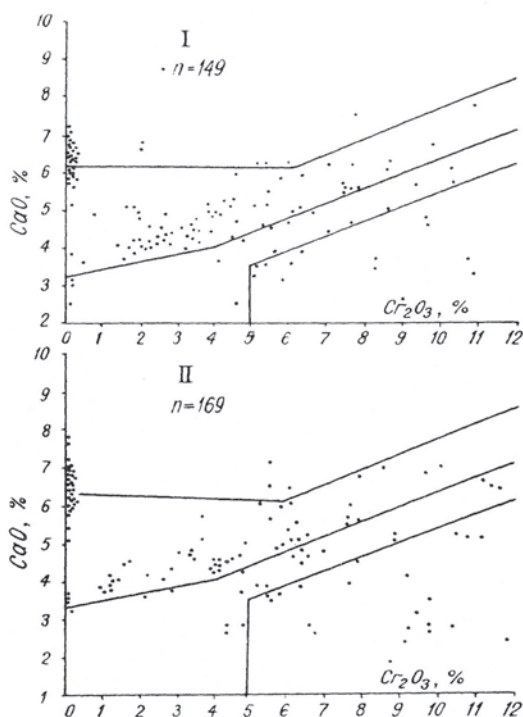


Рис. 2. Положение точек состава пиропы на диаграмме  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$ :

I — трубка; II — отторженец; здесь и на рис. 4 использованы диаграммы Н.В. Соболева [6]

зондового анализа этих минералов приведены в табл. 2 и 3.

И для трубки, и для отторженца характерно значительное содержание малохромистых гранатов (соответственно 30,2 и 40,8 %). Подавляющее большинство зерен последнего представлено альмандином, источником которого служат кристаллические породы фундамента. Сравнительно высоко содержание гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса и алмазной ассоциации. Значительную часть гранатов в обоих телах составляют зерна лерцолитового парагенезиса.

Особенности распределения фигуративных точек составов гранатов на диаграммах  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$  (рис. 2) указывают на почти полную их идентичность. Это подтверждается и строением гистограмм распределения содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 3), на которых для обоих тел его максимум фиксируется в области 0—1 %. На диаграмме  $\text{MgO}$ — $\text{TiO}_2$  (рис. 4) фигуративные точки состава пикроильменитов из рассматриваемых нами тел образуют единое поле. Следует, однако, отметить, что для отторженца характерен сдвиг точек состава в область пониженных значений  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 5). Причиной этого, на наш взгляд, являются более

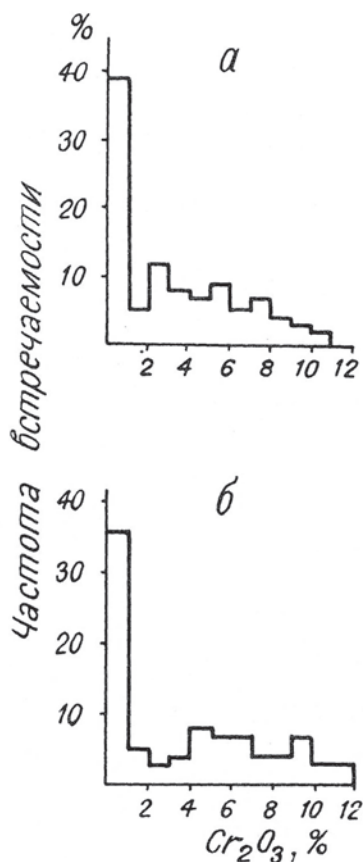


Рис. 3. Гистограммы распределения содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в гранатах:

a — трубка; б — отторженец

интенсивные вторичные изменения пикроильменитов из отторженца (инконгруэнтное растворение зерен) под воздействием траппов, установленные на контакте кимберлитов с трапповой интрузией трубки Краснопресненская [5]. Сравнение таких характеристик, как среднее содержание  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , их максимальные и минимальные значения, размах выборок позволяет утверждать, что данные ассоциации пикроильменитов принадлежат к одному и тому же коренному источнику.

Кроме пиропы и пикроильменита, проанализировано 54 зерна хромита из трубки и 23 из отторженца. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в хромшпинелидах трубки колеблется от 6,04 до 39,9 % (среднее 18,62 %),  $\text{TiO}_2$  — от 1,02 до 6,14 % (среднее 3,06 %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — от 41,36 до 62,24 % (среднее 55,6 %). В хромшпинелидах из отторженца содержится 5,04—37,27 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (среднее 12,06 %), 0,04—4,58 %  $\text{TiO}_2$  (среднее 1,37 %), 29,35—58,92 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (среднее 50,86 %). Из общего количества исследованных зерен лишь в одной выборке из трубки встречено

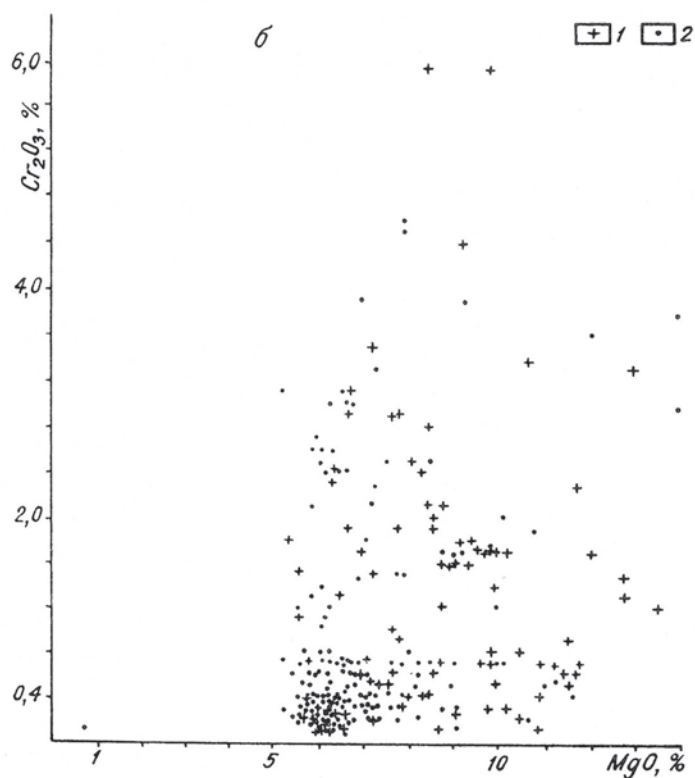
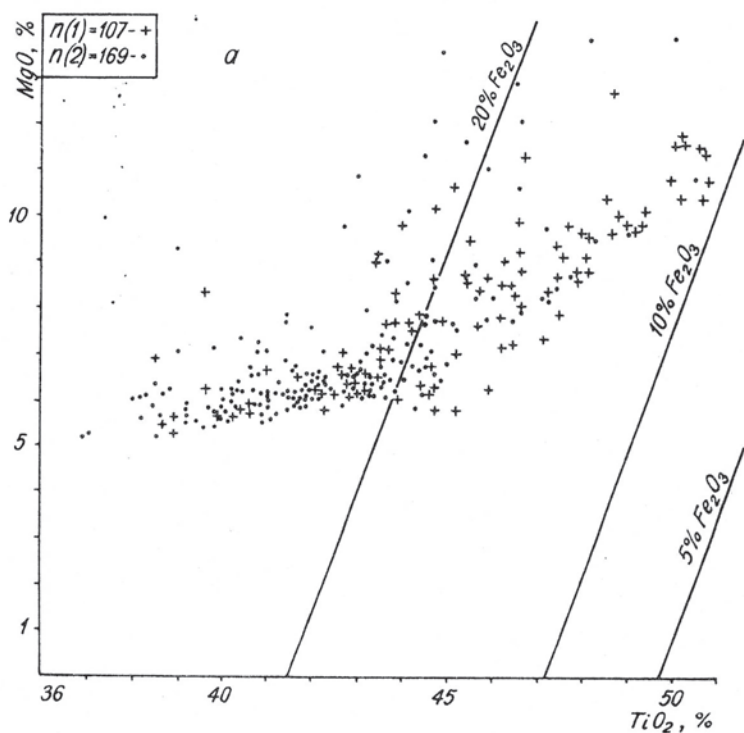


Рис. 4. Положение точек состава пикроильменита:

а — трубка; б — отторженец

зерно хромита алмазной ассоциации с содержанием  $Cr_2O_3$ , превышающим 62 %. Непредставительность проанализированных зерен хромита не позволяет сделать корректный вывод о сходстве или различии его состава в изучаемых телах.

При сопоставлении химических составов кимберлитовых брекчий трубки и отторженца (табл. 4) необходимо отметить исключительно большие вариации содержания основных породообразующих оксидов —  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $CO_2$  и др. Одной из причин



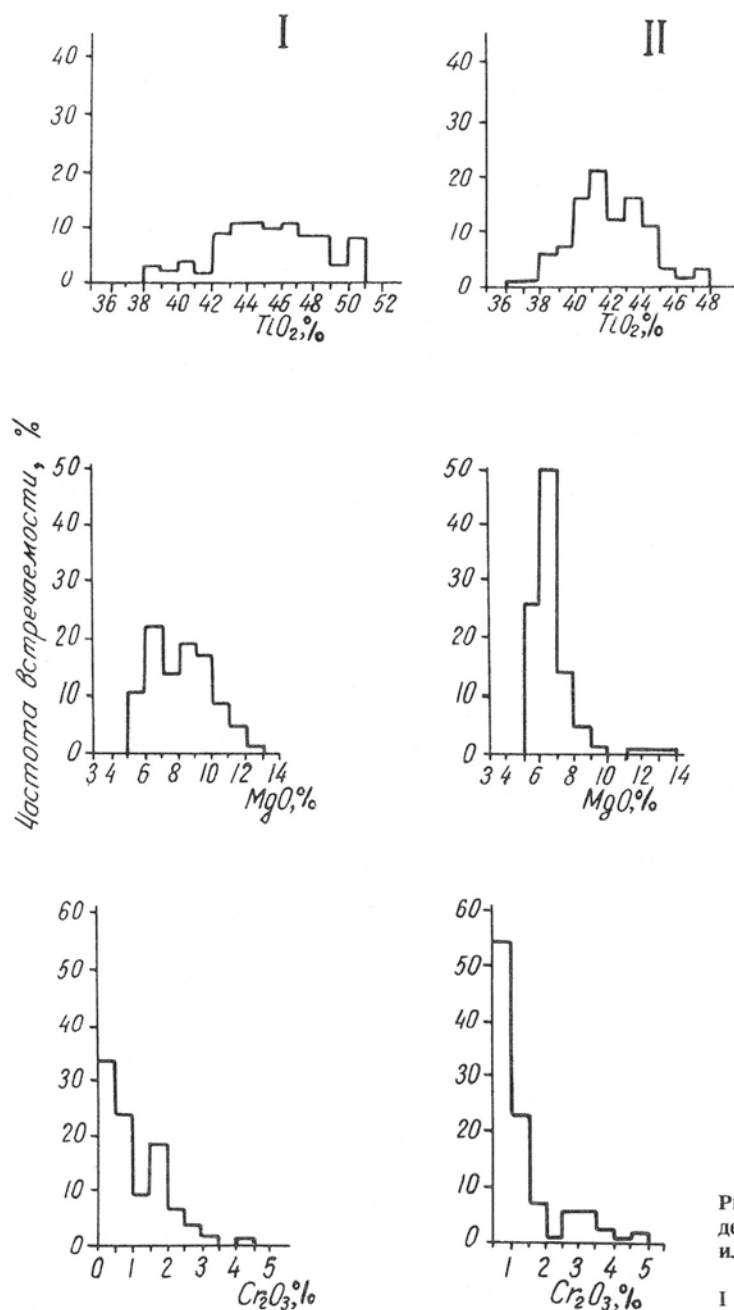


Рис. 5. Гистограммы распределения содержания  $TiO_2$ ,  $MgO$  и  $Cr_2O_3$  в пикроильмените:

I — трубка, II — отторженец

этого является присутствие в проанализированных пробах ксеногенного материала вмещающих отложений. В большинстве проб кимберлитов трубки и отторгнутого блока наблюдается повышенное количество  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $CO_2$  и  $K_2O$ , что обусловлено гибридным составом вмещающих пород. В ряде проб установлено высокое (41,8 %) содержание  $SiO_2$ , связанное с наличием в породе примеси терригенного кварца. Обращает на себя внимание также высокая концентрация в пробах  $TiO_2$ , хотя содержание его в ксеногенном материале брекчий ничтожно мало.

Из-за измененности исследуемых пород и значительной насыщенности их ксеногенным материалом провести сравнение кимберлитов трубки и отторженца представляется крайне затруднительным. Однако, судя по содержанию  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и  $P_2O_5$ , отнесенных В.А. Милашевым [4] к показательным, между породами этих тел имеется много общего.

В целом же анализ кимберлитов трубки и выявленного возле нее отторженца свидетельствует о том, что породы этих тел близки. В них примерно одинаковые содержание

#### 4. Химический состав кимберлитов, %

| Компонент                      | Трубка Алакитская |       |        |        |         | Среднее | Отторженец |         |         |         |          | Среднее |
|--------------------------------|-------------------|-------|--------|--------|---------|---------|------------|---------|---------|---------|----------|---------|
|                                | 18/57             | 18/67 | 18/77  | 915/88 | 16/90,2 |         | 23/40,8    | 23/47,5 | 23/48,6 | 23/50,6 | 918/36,7 |         |
| SiO <sub>2</sub>               | 41,80             | 36,88 | 41,63  | 40,22  | 39,82   | 40,07   | 26,27      | 25,17   | 15,37   | 13,52   | 20,92    | 20,25   |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,58              | 1,23  | 2,18   | 1,92   | 2,35    | 1,85    | 1,24       | 0,94    | 1,04    | 1,42    | 1,95     | 1,32    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,60             | 6,26  | 6,15   | 6,59   | 5,40    | 5,80    | 7,33       | 4,75    | 3,77    | 3,39    | 6,08     | 5,06    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11,94             | 4,93  | 5,72   | 5,74   | 3,66    | 4,40    | 3,43       | 3,10    | 2,30    | 2,66    | 4,13     | 3,12    |
| FeO                            | 13,38             | 3,34  | 3,08   | 4,78   | 4,18    | 3,05    | 2,16       | 2,16    | 1,29    | 1,08    | 2,16     | 1,77    |
| MnO                            | 10,20             | 0,19  | 0,04   | 0,29   | 0,14    | 0,17    | 0,93       | 0,31    | 0,28    | 0,45    | 1,04     | 0,60    |
| MgO                            | 11,48             | 18,80 | 13,59  | 12,72  | 14,70   | 14,26   | 10,31      | 13,61   | 10,22   | 11,76   | 9,08     | 10,99   |
| CaO                            | 12,93             | 9,49  | 10,30  | 10,86  | 10,03   | 10,72   | 19,72      | 23,70   | 33,97   | 34,54   | 26,05    | 27,60   |
| Na <sub>2</sub> O              | 10,01             | 0,02  | 0,06   | 0,02   | 0,02    | 0,03    | 0,02       | 0,00    | 0,00    | 0,00    | 0,00     | 0,004   |
| K <sub>2</sub> O               | 12,01             | 1,37  | 0,95   | 1,34   | 0,75    | 1,28    | 3,47       | 0,60    | 1,07    | 1,17    | 1,27     | 1,32    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 10,40             | 0,69  | 0,69   | 1,20   | 0,30    | 0,65    | 0,54       | 0,40    | 0,62    | 0,63    | 1,12     | 0,66    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,05             | 0,16  | 0,40   | 0,31   | 0,18    | 0,22    | 0,07       | 0,06    | 0,07    | 0,11    | 1,14     | 0,29    |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 10,58             | 2,98  | 2,61   | 2,48   | 2,21    | 1,17    | 0,10       | 0,15    | 0,10    | 0,10    | 0,10     | 0,11    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 12,82             | 6,31  | 4,60   | 4,23   | 5,35    | 4,56    | 1,65       | 7,22    | 4,59    | 5,42    | 1,41     | 4,06    |
| S <sub>общ</sub>               | 10,68             | 0,75  | 1,47   | 0,97   | 0,99    | 0,97    | 0,98       | 0,21    | 0,24    | 0,19    | 2,24     | 0,77    |
| CO <sub>2</sub>                | 16,59             | 9,51  | 9,59   | 8,87   | 10,0    | 10,91   | 21,47      | 17,63   | 24,77   | 24,77   | 22,31    | 22,19   |
| Сумма                          | 100,48            | 99,33 | 100,45 | 100,06 | 100,08  | 100,12  | 99,60      | 99,85   | 100,06  | 100,11  | 99,90    | 99,90   |

П р и м е ч а н и е . В числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина, м.

минералов тяжелой фракции и соотношение главных индикаторных минералов — пирропа, ильменита и хромита, высокая доля гранатов алмазной ассоциации, близкий состав гранатов и ильменитов. Изложенное позволяет убедиться в том, что материнским телом отторгнутого блока кимберлитов является трубка Алакитская.

С учетом приведенных материалов, а также полученных ранее данных [9] нами рекомендованы минералогические критерии для идентификации конкретных кимберлитовых тел. Особенности состава индикаторных минералов служат также надежной основой для увязки шлиховых ореолов с конкретными первоисточниками.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатых И.Я. Новые данные о динамическом воздействии траппов на кимберлитовые тела // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226. № 1. С. 166—167.
2. Крючков А.И., Харьков А.Д. Взаимоотношения кимберлитов и траппов в Далдыно-Алакитском районе // Сов. геология. 1989. № 8. С. 25—34.
3. Лелюх М.И., Прокопчук Б.И. Примеры горизонтальной и вертикальной деформации терригенных отложений траппами северо-восточной части Тунгусской синеклизы // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1141—1143.
4. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. — Л.: Недра, 1966.
5. Роговой В.В., Фомин А.С., Афанасьев В.П., Серов В.П. Новые данные о характере метасоматического воздействия траппов на кимберлитовые породы в Далдыно-Алакитском районе: Тез. докл. // VI республиканская научно-практическая конференция. Якутск, 1986. Ч. II. С. 30—31.
6. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
7. Харьков А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1978.
8. Харьков А.Д., Черный Е.Д. Поиски перекрытых кимберлитовых трубок по минералам-спутникам алмазов // Геология и условия образования алмазных месторождений. — Пермь, 1970. С. 331—336.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.



## Урановое и комплексное рудообразование в протерозойских впадинах

А.К. МИГУТА, Г.В. ПАКУЛЬНИС (ВИМС)

Протерозойские наложенные впадины, известные практически на всех жестких сооружениях мира, — одни из наиболее важных по перспективам рудоносности типов структур. К ним приурочены крупные концентрации урана, меди, никеля, кобальта, золота, ванадия и иных металлов. В них локализованы такие объекты, как уникальные по масштабам и богатству руд никель-урановые и урановые месторождения «несогласия» Канады и Австралии, кобальт-медно-урановые месторождения провинции Катанга и урановые месторождения бассейна Франсвилл в Африке. В России в последние годы в Онежской впадине на Балтийском щите выявлена целая группа необычных по составу крупных уран-ванадиевых месторождений, содержащих примеси платиноидов, золота, серебра [4].

Протерозойские впадины нами, вслед за А.В. Тархановым [7], относятся к тафрогенным прогибам, формировавшимся в условиях растяжения и отличающимся слабым проявлением метаморфизма и складчатости пород осадочного чехла. Они значительно различаются по времени заложения, особенностям строения и эпохам активизации,

сыгравшим ведущую роль в образовании рудных концентраций. Ранее авторами была предложена типизация докембрийских рудоносных впадин и приведены примеры конкретных структур каждого типа с характеристикой слагающих их комплексов и продуктов рудообразующих процессов [5]. В настоящей статье на основании анализа имеющихся данных по зарубежным и отечественным объектам рассматриваются условия и предпосылки формирования в протерозойских впадинах масштабного уранового и комплексного оруденения. Следует отметить, что взгляды на условия рудообразования в древних депрессионных структурах, прежде всего в области несогласия между кристаллическим фундаментом и протерозойским чехлом, остаются дискуссионными. При обсуждении этих вопросов привлекались самые разнообразные концепции — от экзогенно-эпигенетических [8—10, 12, 14] до чисто гидротермальных [2, 20].

Из ранее выделенных типов впадин [5] наиболее рудоносные приведены в таблице. В основном они представляют собой интратонные структуры протоплатформенных этапов развития.

Главные типы докембрийских рудоносных впадин

| Типы впадин                                                 | Впадины                  | Главная эпоха активизации | Время формирования основного оруденения | Рудно-формационный тип месторождений | Месторождения                                     |
|-------------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------------------|
| Раннепротерозойские на архейских кратонах                   | Франсвилл                | Гудзонская                | Около 1870 млн лет                      | (Pb)-U                               | Окло, Мунана, Окедобондо и др.                    |
|                                                             | Отиш                     |                           | 1770—1720 млн лет                       | Mo—Cu—V—(Bi—Au)—U                    | Ками-Ривер, Индикатор-Лейк                        |
|                                                             | Онежская                 |                           |                                         |                                      | Ср. Падма, Космозерское, Царевское                |
|                                                             | Ноначо                   | Гренвилльская             | 1300 млн лет                            | (Cu—Au)—U                            | Ноначо                                            |
| Рифейские на раннепротерозойском складчатом основании       | Атабаска                 |                           | 1200—900 млн лет                        | Ni—(Cu)—U                            | Раббит-Лейк, Ки-Лейк, Игл-Пойнт, Сигар-Лейк и др. |
|                                                             | Телон                    |                           |                                         | U                                    | Китавик                                           |
|                                                             | Район Аллигетор — Риверс |                           | 900—800 млн лет                         | (Au)—U                               | Джабилука; Рейнджер, Кунгарра, Набарлек           |
| Рифей-вендские на позднепротерозойском складчатом основании | Катанга                  | Байкальская               | 650—500 млн лет                         | Co—Cu—U                              | Шинколобве                                        |

В качестве приуроченного к краю перикратонного прогиба можно рассматривать бассейн Пайн-Крик в Австралии, расположенный в области с достаточно стабильным в позднем протерозое тектоническим режимом, занимавший промежуточное положение между кратоном Чилинг на западе и мобильным бассейном Мак-Артур на востоке. Некоторые древние впадины имеют рифтогенную природу. Так, под прогибом Катанга нами понимается впадина, возникшая при развитии тройного рифта после стабилизации (в период 1300—1100 млн лет) позднепротерозойских мобильных зон, на месте которой позднее (650—500 млн лет) сформировался рудоносный Луфулийский пояс — часть Дамаро-Катангской складчатой системы Африки [18].

Важнейшими чертами древних впадин являются особенности основания, чехла и проявившихся в их пределах активизационных процессов. Состав и строение фундамента в основном определяются временем заложения структур. Фундамент раннепротерозойских структур представлен архейскими гранитоидными комплексами и образованиями зеленокаменных поясов; в основании структур, заложенных в конце раннего протерозоя и в позднем протерозое, развиты преимущественно архейско-протерозойские или протерозойские комплексы, как правило, претерпевшие интенсивную складчатость, метаморфизм амфиболитовой фации и воздействие ультраметаморфизма и магматизма, приводивших к возникновению гранитоидов различного типа.

Чехол древних впадин в нижней части, а в ряде случаев практически полностью (впадина Отиш), представлен красноцветными породами с грубогерригенными разностями в основании разреза. В то же время раннепротерозойский бассейн Франсвилл и Онежская впадина выделяются широким развитием углеродистых пород, перекрывающих красноцветные образования. В бассейне франсвилл красноцветные аллювиально-делювиальные породы слагают нижнюю треть разреза чехла; верхняя же его часть представлена высокоуглеродистыми морскими преимущественно глинистыми отложениями с прослоями доломитов и кремнистых пород. В Онежской впадине углеродистые, в основном глинистые и карбонатно-глинистые породы также слагают верхнюю, большую часть разреза, тогда как нижняя его часть представлена в значительной мере красноцветными доломитами, глинистыми сланцами, иногда более грубозернистыми породами. Типичные же красноцветные терригенные образования распространены в северо-западной части впадины.

Углеродистые породы развиты и в разрезе

позднепротерозойской Катангской впадины — в верхах нижней части разреза, в группе Роан, представленной главным образом красноцветными конгломератами, аркозовыми песчаниками, карбонатными породами и ангидритами. Залегая выше значительно более мощная толща (группы Кунделунгу) сложена в основном алевритовыми и глинистыми флювиогляциальными образованиями.

Формированию большинства рассматриваемых впадин сопутствовала магматическая, преимущественно вулканическая, деятельность. Признаки ее активного проявления не установлены лишь для впадины Атабаска, где тонкий пепловый материал обнаружен только в верхах разреза. В остальных впадинах магматиты формировались на разных этапах их развития. В этом отношении выделяется Онежская впадина с преобладанием вулканитов габброидного ряда и антидромным типом магматизма. Образование данной впадины от начала до конца сопровождалось вулканической деятельностью с излиянием на завершающем этапе пикритовых лав. Для раннепротерозойских впадин Отиш и Франсвилл, наоборот, был характерен магматизм кислого типа. В базальной серии впадины Отиш присутствуют покровы риолитов и их туфы; пепловым материалом обогащены и породы верхов толщи [13]. В бассейне Франсвилл в верхах разреза присутствуют туфы риолитов, а самые верхние его части сложены преимущественно пирокластическими песчаниками [10]. Формирование Катангской впадины сопровождалось обычным для континентального рифтогенеза магматизмом бимодального типа. В роанское время здесь возникли вулканиты трахиандезитового и риолитового ряда; отмечены и потоки базальтов. В более поздней толще Нижнего Кунделунгу содержание пеплового материала достигает 50 %; указывают и на интрузивные тела габброидов [18]. В районе Аллигейтор — Риверс бассейна Пайн-Крик формированию позднепротерозойского покрова над складчатым основанием сопутствовал основной вулканизм, приведший к возникновению прослоев эффузивных пород.

Образования чехла протерозойских впадин слабо дислоцированы и практически не метаморфизованы или, как в Онежской впадине, метаморфизованы в начальных ступенях зеленосланцевой фации. Исключение — впадина Ноначо и складчатый пояс Луфулиан. Формирование впадины завершилось возобновлением орогенических процессов и внедрением гранитов возрастом около 1800 млн лет с проявлением контактовых ореолов, складчатости и разрывных наруше-



ний [22]. Образование пояса Луфулиан началось еще в заключительную стадию формирования Катангской впадины. В ходе развития пояс приобрел чешуйчато-надвиговое строение; в его внешней, северной, зоне породы подверглись метаморфизму зеленосланцевой фации, в средней, содержащей выступы складчатого основания, — метаморфизму амфиболитовой фации, а во внутренней зоне степень метаморфизма достигла хлоритовой ступени [18].

Все изучаемые рудоносные структуры после формирования претерпели процессы докембрийской тектоно-магматической или тектонической активизации, в большинстве случаев выраженной в развитии разрывных нарушений и проявлении основного магматизма. Так, во впадине Отиш активизация сопровождалась внедрением даек и силлов габброидного состава радиологическим возрастом 1730 млн лет, во впадине Ноначо — даек андезитовых порфиритов, датируемых около 1700 млн лет. Во впадинах Атабаска и Телон отложения чехла рассечены дайками диабазов радиологическим возрастом 1300, 1160 и до 900 млн лет. Для впадины Атабаска характерны преимущественно малоамплитудные нарушения, которые вмещают дайки или устанавливаются лишь по дислокациям в складчатом основании. В районе Аллигейтор — Риверс хорошо литифицированный покров с прослоями базальтов возрастом 1650 млн лет содержит дайки и штоки кварцевых долеритов и фоллитов, датируемых 1300—1200 млн лет. Здесь развиты разрывные нарушения различной протяженности и крутизны, причем по некоторым из них складчатое основание было надвинуто на уже литифицированные породы покрова с амплитудой перемещения до сотен метров по вертикали.

Среди приведенных примеров выделяются впадины, подвергшиеся тектонической активизации без видимых признаков сопутствующего магматизма. К ним относится бассейн Франсвилл, который к концу формирования (2150 млн лет) при активизации был расчленен на ряд впадин серией крупных разломов. Основные из них протягиваются в соседнюю мобильную зону Огоуэ, для которой установлены три тектоно-метаморфические фазы, причем две последние датированы 1970 и 1874 млн лет [10]. В Онежской впадине, сформировавшейся ко времени 1900 млн лет, при активизации возникла серия субпараллельных северо-западных зон складчато-разрывных дислокаций, основу которых составляют узкие протяженные антиклинальные структуры над разломами в гнейсово-гранитном фундаменте [1]. Эти зоны относят к структурам протоактивизации конца раннего протеро-

зоя (1950—1700 млн лет), которыми в фундаменте Балтийского щита контролируется размещение интрузий различного состава, а также кремнещелочных и щелочных метасоматитов [6].

В Луфулийском поясе в результате постскладчатой тектонической активизации образовались крупные дизъюнктивные зоны, в целом поперечные его концентрически-зональной структуре. При этом нет данных о наличии каких-либо соскладчатых или постскладчатых магматических образований во внешней и средней зонах, тогда как внутренняя, южная, зона содержит интрузии гранитов и сиенитов, прорывающих отложения впадины и рассматриваемых как поздние или посторогенные [18].

Активизационные процессы, протекавшие после образования впадин, — первостепенная причина возникновения и развития рудообразующих систем, способствующих формированию рудных концентраций. Судя по основному составу даек, проникающих в чехол, генерирующие очаги были достаточно глубинными — коровыми или подкоровыми. При этом между ранне- и позднепротерозойскими впадинами намечаются определенные различия. Активизация раннепротерозойских впадин по времени отвечает глобальному тектоническому событию (1800—1700 млн лет), сопровождавшемуся интенсивным гранитообразованием, а отложения, выполняющие некоторые из них, прорваны телами гранитов (Ноначо) или содержат кислые эффузивы. Активизация позднепротерозойских впадин во времени значительно оторвана от эпохи гранитообразования и протекала на фоне проявления основного магматизма. В районе Аллигейтор — Риверс и во впадине Атабаска, где сосредоточены главные месторождения «несогласия», основной магматизм с выраженным щелочным уклоном начал развиваться еще до основной фазы складчатости в основании депрессионных структур, а становление завершающих комплексов основных пород совпало уже с глобальным тектоническим событием около 1000 млн лет. Такое развитие основного магматизма свидетельствует об очень длительной тектоно-магматической активности этих рудных регионов и глубинном мантийном характере активизации.

Следует отметить, что рудоносные впадины располагаются в регионах, где еще до их заложения происходили преобразования, приводившие к концентрированию урана. Урановые проявления развиты в складчатом основании впадин Ноначо и Отиш, в обрамлении Онежской впадины. В районе Атабаски широко распространены уран- и торий-содержащие мигматиты и пегматиты, здесь



же находится и район Биверлодж с раннепротерозойскими урановыми месторождениями в альбититах. В районе Аллигейтор — Риверс древние урановые проявления не обнаружены, однако в архейских гранитах здесь содержится  $(11 \div 14) \cdot 10^{-4}\%$  урана, а в протерозойских гранитоидах еще больше.

Урановые и комплексные рудные объекты в протерозойских впадинах могут размещаться в трех уровнях: в складчатом основании близ структурно-стратиграфического несогласия между основанием и чехлом, непосредственно в зоне несогласия и в толще чехла. В ряде впадин оруденение устанавливается во всех трех уровнях, при этом рудные проявления оказываются близодновременными, сходны по возрасту с секущими чехол дайковыми сериями, вещественному составу. Нередки и непосредственные взаимопереходы, свидетельствующие о единстве процессов, обусловивших формирование минерализации в комплексах фундамента и чехла. Наиболее явны такие взаимопереходы на месторождениях впадины Атабаска, где от основных залежей в зоне несогласия вниз, в складчатое основание, иногда на сотни метров отходят корни в виде жильных руд, а вверх иногда также на сотни метров могут ответвляться крутопадающие рудные зоны.

Во впадине Отиш урановая минерализация выявлена в складчатом основании у кромок впадины, контролируется зонами сматия и брекчирования и развита на глубину не более первых десятков метров. Непосредственно в зоне несогласия богатая рудная залежь (участок Ками-Ривер), как и на месторождениях впадины Атабаска, находится над горизонтом графитсодержащих сланцев и осложнена апофизами, отходящими вверх и вниз на десятки метров. Выше, в чехле впадины, распространена минерализация так называемого «дайкового» типа, приуроченная к крутопадающим нарушениям вдоль даек габброидов и локализованная как в дайках, так и во вмещающих породах. Радиологический возраст даек 1730 млн лет, рудной минерализации на всех уровнях 1723—1717 млн лет [13]. Во впадине Ноначо также установлены три уровня размещения урановых проявлений: минерализация «милонитового» типа с настуром в хлоритизированных зонах милонитизации в фундаменте и в конгломератах базальных слоев выполнения впадины и «дайкового» типа в сорванных контактах даек андезитовых порфиритов на более высоких уровнях осадочного чехла [22].

В то же время, в районе Аллигейтор — Риверс, где чехол хорошо литифицирован, рудные залежи локализованы только в складчатом основании, контролируются на-

рушениями, согласными с горизонтами в складчатом основании, и прослеживаются от подошвы чехла до глубин сотни метров. С другой стороны, в бассейне Франсвилл урановая минерализация сконцентрирована только в образованиях чехла. Размещение рудных залежей контролируется разрывными нарушениями; залежи локализованы в узлах пересечения трещинных зон, а на месторождении Окло — в складках волочения, чем и обусловлен их стратиформный облик. Также в чехле размещено уран-ванадиевое оруденение Онежской впадины, связанное с зонами складчато-разрывных дислокаций; основные рудные тела располагаются непосредственно над толщей доломитов, но выделяются залежи, сходные с «дайковым» типом, приуроченные к тектоническим контактам древних габброидов с красноцветными карбонатно-глинистыми породами.

В складчатом поясе Луфулиан различают оруденение стратиформного и жильного типов. Практически все стратиформные залежи, для которых характерна ассоциация меди, кобальта и урана при существенной роли никеля, золота и платиноидов, локализованы в осадочной толще нижней группы Роан. Тело жильного типа с комплексной минерализацией при ведущем значении свинца, цинка, меди и урана контролируются постскладчатыми разломами, но, как и стратиформные залежи, сосредоточены в породах группы Роан под мощной малопроницаемой толщей Кунделунгу и лишь изредка отмечаются на более высоких уровнях.

Важная особенность оруденения во впадинах — его отчетливая связь с породами, обогащенными углеродистым веществом. Рудные залежи в фундаменте и в зонах несогласия контролируются горизонтами графитсодержащих сланцев, осложненными согласными тектоническими нарушениями. Искключение составляет месторождение Набарлек в Австралии, связанное с секущей тектонической зоной. Однако и здесь во вмещающих породах обнаружен графит [19, 20]. Аналогично размещается оруденение и в чехле впадин: в бассейне Франсвилл рудные залежи приурочены к зонам перехода от красноцветных песчаников к отложениям, обогащенным углеродистым веществом, а при контроле оруденения сбросами — к местам соприкосновения красноцветных песчаников с углеродистыми сланцами. В Катанге стратиформные месторождения локализованы в породах, богатых углеродистым веществом и пиритом.

На всех месторождениях в древних впадинах независимо от размещения минерализации — в фундаменте, зоне несогласия или



чехле — проявлены метасоматические изменения вмещающих пород [3, 4, 5]. При значительном разнообразии метасоматических преобразований намечается различная направленность предрудного метасоматоза в ранне- и позднепротерозойских структурах: в раннепротерозойских впадинах, активизация которых во времени была сближена с гранитообразованием, развиты натриевые метасоматиты (Онежская впадина, впадина Отиш и предположительно Ноначо); в позднепротерозойских структурах, где основной магматизм этапа активизации был отдален от гранитообразования, более типичен магнизиальный метасоматоз, выраженный в интенсивном развитии хлорита, а местами, как в районе Алигейтор — Риверс и на месторождении Шинколобве пояса Луфулиан, также и в магнизитизации.

Приведенные особенности протерозойских впадин и локализации в них оруденения, наряду с известными данными о физико-химических условиях рудообразования, позволяют рассмотреть вопрос о рудообразующих системах, обусловивших формирование в этих структурах урановых и комплексных рудных концентраций.

Образование месторождений в протерозойских впадинах первоначально объясняли, исходя преимущественно из экзогенно-эпигенетических представлений. По мере накопления фактического материала эти представления эволюционировали, и в настоящее время практически всеми исследователями признается участие в рудообразовании термальных растворов. Так, для месторождений «несогласия» впадины Атабаска наиболее популярна концепция, согласно которой окислительные пластовые воды чехла отлагали привносимые рудные компоненты при взаимодействии с восходящими термальными восстановительными растворами [17]. Для района Алигейтор — Риверс с непроницаемым хорошо литифицированным чехлом образование месторождений объясняют проникновением вод сквозь чехол в складчатое основание по разрывным нарушениям. В последние воды преобразовывались в термальные хлоридные растворы, извлекали уран из вмещающих пород и, поднимаясь, отлагали его под чехлом у зоны несогласия [19, 20]. Это уже, в сущности, гидротермальная концепция с конвективной системой, которая, судя по запасам урана в месторождениях, должна была охватывать многие кубические километры складчатого основания. При этом находят объяснение приуроченность месторождений в районе к архейским выступам и протерозойским гранитам, обогащенным ураном.

Следует заметить, что и для впадины Атабаска естественнее предположить связь

рудообразования не с окислительными пластовыми водами чехла, а с восходящими растворами, заимствовавшими уран из обогащенных им пород складчатого основания. На это, в частности, указывает соотношение руд с ореолами измененных пород. Форма ореолов изменений, имеющих в красноватых песчаниках чехла восстановительный характер, подобна совмещенным вдоль поверхности несогласия воронкам, по осям которых в центре плоскости совмещения расположены основные руды. При восстановительном характере ореолов такая их форма возможна при оттеснении восходящими растворами пластовых вод, которые не могли проникать к эпицентрам ореолов, тогда как при привносе урана пластовыми водами рудообразование должно было происходить на периферии ореолов.

Связь рудной минерализации с эндогенными процессами в складчатом основании, приводившими к возникновению щелочных метасоматитов, признается для месторождений Онежской впадины, характеризующихся размещением руд в ореолах альбитизации. Гидротермально-конвективная концепция с поступлением растворов из складчатого основания представляется применимой и для впадин Отиш, Ноначо, а также пояса Луфулиан, для которых полагают, что в минералообразовании участвовали лишь захороненные пластовые воды, вовлеченные в конвективное перемещение и извлекавшие полезные компоненты из пород чехла. Особенно приемлема такая концепция для впадины Отиш, где минерализация установлена во всех трех уровнях, а в зоне несогласия она развивается практически аналогично оруденению впадины Атабаска, включая ореол восстановления в красноватых песчаниках, свидетельствующий о поступлении растворов из складчатого основания. В поясе Луфулиан в промежуточной зоне стратиформные урановые объекты явно концентрируются вокруг выступов складчатого основания [18]. Однако возможная роль последнего вообще не рассматривается, по-видимому, из-за размещения главных месторождений во внешней зоне, где основание глубоко погружено.

Как существенную особенность рудообразующих растворов, помимо термальности, следует рассматривать их концентрированный углекислотно-хлоридный состав. Так, для месторождений «несогласия» района Алигейтор — Риверс и впадины Атабаска установлены температуры рудообразования 100—160 °С при давлениях 300 бар и более и концентрациях растворов до 30 % NaCl [15, 21], для месторождений бассейна Франсвилл — 120—140 °С при давлении 270—300 бар и концентрации до 20 % NaCl



[10], для стратиформных месторождений пояса Луфулиан — 200—250 °С с присутствием во включениях галита и сильвина [18]. Для месторождений Онежской впадины определены температура на ранних стадиях минералообразования 300—330 °С с последующим ее понижением, давление не менее 1 кбар и наличие во включениях жидкой углекислоты и твердых хлоридов. Сходные параметры предполагаются и для впадины Отиш [13, 16]. Для впадины Отиш и пояса Луфулиан высокую концентрацию хлоридов объясняют заимствованием их из пород эвапоритовых фаций, а для бассейна Франсвилл причина появления таких растворов остается неясной [10].

Рудообразующие растворы обладали окислительной способностью по отношению к сульфидам железа и углеродистому веществу, включая графит, поэтому руды, как правило, пространственно связаны с углеродистыми и пиритсодержащими породами. Полагают, что и минерализация «дайкового» типа обусловлена восстановительными свойствами габброидов [13]. В Онежской впадине на окислительную способность растворов указывают ореолы полного окисления углеродистых веществ в породах вокруг зон альбитизации и обилие гематита, возникшего на заключительных стадиях минералообразования.

Окислительная способность растворов в чехле вызвана присутствием в нем красноцветных пород [13, 18]. Но окислительной способностью обладали восходящие растворы и в складчатом основании. Наиболее вероятная причина этого — рост кислородного потенциала среды при проработке основания поверхностными окислительными процессами. Такие процессы предшествовали и на начальных стадиях осадконакопления сопутствовали образованию практически всех рудоносных впадин, поскольку в их основании в той или иной мере сохранились коры выветривания, а нижние горизонты чехла представлены красноцветными породами. При этом для большинства районов тектонический режим в период поверхностных изменений был сходен с орогенным, что должно было способствовать глубокому проникновению метеорных вод. Дальнейшее сохранение повышенного окислительного потенциала среды в складчатом основании обеспечивалось протоплатформенным режимом до начала рудообразования.

Повышенная окислительная способность растворов, хотя и должна была благоприятствовать извлечению и переносу урана, одновременно затрудняла рудообразование при отсутствии внешних восстановителей: в подобных случаях рудообразование не происходило вовсе или возникали незначитель-

ные объекты, тогда как наиболее крупные рудные скопления приурочены к породам, богатым углеродистым веществом с высокой восстановительной емкостью. Резкость восстановительных барьеров на месторождениях «несогласия» обусловлена локальным размещением углеродистых сланцев среди пород, не содержащих углеродистых веществ, а в бассейне Франсвилл — залеганием углеродистых пород над красноцветной толщей.

Примечательно, что процессы формирования руд в бассейне Франсвилл обнаруживают сходство с процессами, проявленными во впадине Атабаска. В обоих районах рудообразование сопровождалось растворением кварца, усилившимся по мере увеличения содержаний урана, и возникновением структур разуплотнения при полном выносе кварца в местах развития максимально богатых руд. При этом в кварцевых породах осаждался хлорит, количество которого с ростом содержаний урана увеличивалось вплоть до образования сплошных смесей магнезиально-глиноземистого хлорита и иллита в структурах разуплотнения с зонами природных реакторов [11].

По имеющимся данным, урановое рудообразование в протерозойских впадинах регулировалось структурной обстановкой, от которой зависела смена давлений и соответственно удаление углекислоты, препятствовавшей осаждению урана и окислению углеродистых веществ. Для извлечения урана из больших объемов пород требовалось первоначальное рассеянное перемещение растворов, чему должны были благоприятствовать малые градиенты давления, возможные при преобладающем развитии труднопроницаемых тектонических зон. Именно это характерно для месторождений «несогласия», где рудоконтролирующими служат преимущественно зоны смятия и милонитизации в складчатом основании, согласные с горизонтами углеродистых сланцев.

Как один из факторов структурного контроля следует рассматривать и зону несогласия между основанием и чехлом депрессионных структур, роль которой, однако, определялась степенью различия свойств основания и чехла. Так, во впадине Атабаска, где чехол сложен довольно рыхлыми песчаниками, на большинстве месторождений основные руды сосредоточены в зоне несогласия между основанием и чехлом, в местах сопряжения рудоконтролирующих нарушений в складчатом основании с поверхностью несогласия; выше рудообразующая система переставала функционировать из-за рассеяния растворов. Во впадине Отиш породы чехла метаморфизованы не выше начальных ступеней зеленосланцевой фации, и



здесь рудные залежи локализуются в узлах пересечения зоны несогласия крутыми нарушениями, а выше, в чехле, урановая минерализация распространяется от сорванных контактов даек габброидов латерально по слоистости осадочных пород. В районе Аллигейтор — Риверс, где чехол над складчатым основанием представлен литифицированными песчаниками, урановая минерализация в них практически не проникает и все руды сосредоточены в складчатом основании. Во впадине Ноначо, в той ее части, где чехол прорван гранитами и метаморфизован до амфиболитовой фации, рудоконтролирующие свойства поверхности несогласия теряются и урановые проявления как в складчатом основании, так и в базальных конгломератах чехла контролируются зонами милонитизации. Высокой степенью литификации характеризуются и красноцветные породы бассейна Франсвилл; здесь руды концентрируются на участках тектонического вскрытия чехла, в местах соприкосновения красноцветных и углеродистых пород под толщей менее проницаемых глинистых углеродистых сланцев.

Следует остановиться на комплексном, полиэлементном оруденении, известном в целом ряде протерозойских впадин. Комплексный характер руд — следствие либо одновременного осаждения урана и других металлов, либо пространственного совмещения разновременной минерализации. Так, по имеющимся данным, близодновременными с урановым являются кобальт-никелевое с мышьяком и селеном оруденение на месторождениях впадины Атабаска и ванадиевая с хромом минерализация на объектах впадин Онежская и Отиш. С более поздними, постурановыми, этапами связывают присутствие никеля, меди, молибдена, селена и другими во впадине Отиш, а также молибденовую, никель-кобальтовую с селеном и редкоземельную минерализацию на месторождении Шинколовбе пояса Луфулиан.

Судя по всему, комплексность руд определяется металлогенической специализацией регионов и характером тектоно-магматической активизации. В этом отношении показательны основные месторождения типа «несогласия». Так, в регионе Пайн-Крик в Австралии нет значительных месторождений иных металлов, кроме урана. Руды района Аллигейтор — Риверс практически чисто урановые, а присутствие местами в существенном количестве золота связывают с поздней, значительно отдаленной от урана фазой минерализации. В Канаде к востоку от впадины Атабаска расположены крупные медно-никелевые месторождения Линн-Лейк и пояса Томпсон, и в рудах месторож-

дений этой впадины никель является вторым по значимости компонентом после урана. При этом возникновение никель-урановых руд со значительным содержанием других элементов, характерных для основных и ультраосновных магматитов, было сопряжено с импульсами глубинной, мантийной тектоно-магматической активизации. В Онежской впадине на специализацию по ванадию, меди, хрому указывают насыщенность чехла габброидами и наличие пикритов. В рудах впадины Отиш присутствует сходный комплекс элементов, и здесь активизация также сопровождалась масштабным образованием пород габброидного ряда. Не представляет исключения и пояс Луфулиан, где формированию впадины сопутствовал характерный для континентальных рифтов магматизм с широким развитием, помимо кислых пород, габбро, долеритов, базальтов и их пирокластов.

Важное значение для образования комплексных руд должны иметь условия переноса и осаждения компонентов, резко отличающихся от урана по геохимическим свойствам. Очевидно, в этих различиях заключена одна из главных причин того, что среди месторождений с комплексными рудами преобладают объекты, где урановая и иная рудная минерализация разновременны. Как известно, хлоридные растворы рассматриваются как одна из наиболее благоприятных сред для переноса в отличие от урана большинства металлов, и, по-видимому, не случайно для комплексных объектов в протерозойских впадинах установлено образование руд при участии концентрированных хлоридных растворов, содержащих углекислоту, необходимую для переноса урана.

Итак, сопоставление материалов, имеющих по протерозойским наложенным впадинам и локализованным в их пределах урановым и комплексным месторождениям, показывает, что для таких структур характерны сопряженность активности рудообразующих систем с периодами глобальной тектонической и тектоно-магматической активизации и рудообразование из восходящих термальных высококонцентрированных углекислотно-хлоридных растворов. Во всех случаях растворы обладали повышенной окислительной способностью, достаточной для взаимодействия с углеродистыми веществами, сульфидами и другими восстановительными компонентами пород, в связи с чем для локализации руд в фундаменте, зоне структурно-стратиграфического несогласия и чехле впадин, наряду со структурными, ведущая роль принадлежит и литологическим факторам. Исходя из этого, наиболее обоснованной и приложимой к большинству рудоносных протерозойских нало-



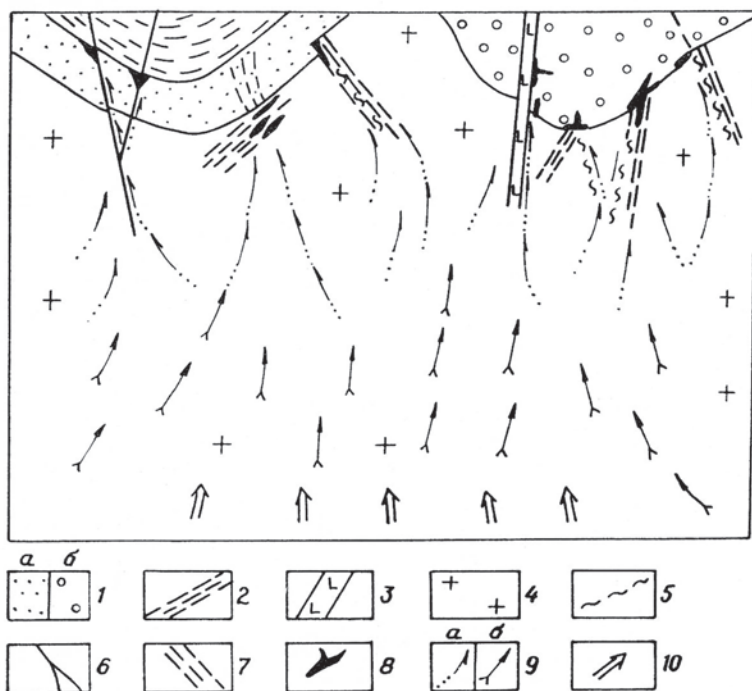


Схема рудообразующих систем протерозойских наложенных впадин:

1 —краноцветные породы чехла (а — хорошо литифицированные, б — слабо литифицированные); 2 — углеродистые породы; 3 — дайки основных пород; 4 — комплексы складчатого основания; 5 — малопроницаемые зоны смятия и милонитизации; 6 — разрывные нарушения; 7 — зоны трещиноватости; 8 — рудные тела; 9 — пути движения рудообразующих растворов (а) и рудо-транспортирующих агентов (б); 10 — энергообеспечение системы

женных впадин представляется модель рудообразующей системы, опирающаяся на гидротермальную концепцию с преобладающим заимствованием урана восходящими растворами из пород основания впадин, в которых были проявлены более ранние процессы концентрирования этого металла (рисунок), что, впрочем, не исключает рудообразования по другим моделям. Рудообразующие системы приводились в действие после появления впадин или на заключительных этапах их формирования при активизации преимущественно глубинного или корового характера. При этом районы Канады и Австралии с главными месторождениями «несогласия» отличались очень длительной тектонической напряженностью и мантийным характером активизации что, по-видимому, обеспечило исключительную интенсивность деятельности очагов, генерировавших рудообразующие системы и, как следствие, возникновение крупных и уникальных месторождений.

Что касается зоны несогласия между фундаментом и чехлом впадин, то при значительных различиях свойств пород фундамента и чехла она играла роль структурного раздела или градиентной поверхности, на которой в основном происходила резкая смена термобарометрических условий, чем и объясняется приуроченность наиболее богатого и концентрированного оруденения именно к этой зоне. При сближении петрофизических свойств фундамента и чехла роль поверхности несогласия снижается, вплоть до полной потери значимости.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блоковое и глубинное строение Онежского прогиба / С.Н. Кондаков, Ю.В. Петров, А.В. Булавин и др. // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. — Л., 1986. С. 68—75.
2. Лаверов Н.П., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии) // Новости науки и техники. Сер. Рудные месторождения. М., 1988. Т. 21.
3. Лаверов Н.П., Смиркстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. — М.: Недра, 1983.
4. Мельников Е.К., Петров Ю.В., Савицкий А.В. Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15—19.
5. Мигута А.К., Пакульнис Г.В., Писаревский В.М. К проблеме месторождений типа «несогласия» и рудоносности докембрийских депрессионных структур // Сов. геология. 1990. № 3. С. 41—50.
6. Савицкий А.В., Афанасьева Е.Н., Гукасян Г.О., Петров Ю.В. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. Л., 1986. С. 39—52.
7. Тарханов А.В. Актуальные проблемы металлогении урана // Атомная энергия. 1988. Т. 64. Вып. 2. С. 141—146.
8. Bourrel J., Pfiffelmann I. La province uranifere du bassin de Franceville (Republique Gabonaise) // Mineralium deposita. 1972. Vol. 7. № 3. P. 323—336.
9. Ferguson J., Ewers G.R., Donnelly T.N. Model for the development of economic uranium mineralisation in the Iligator ivers Uranium Field // Uranium in the Pine Greek Geosyncline. Proc. Series, IAEA. Vienna. 1980. P. 563—574.
10. Gauthier-Lafaye F., Weber F. The Francevillian (Lower roterozoic) Uranium Ore Deposits of Gabon // Econom. Geol. 1989. Vol. 84. № 8. P. 2276—2285.
11. Gauthier-Lafaye F., Weber F., Omoto H. Natural ision



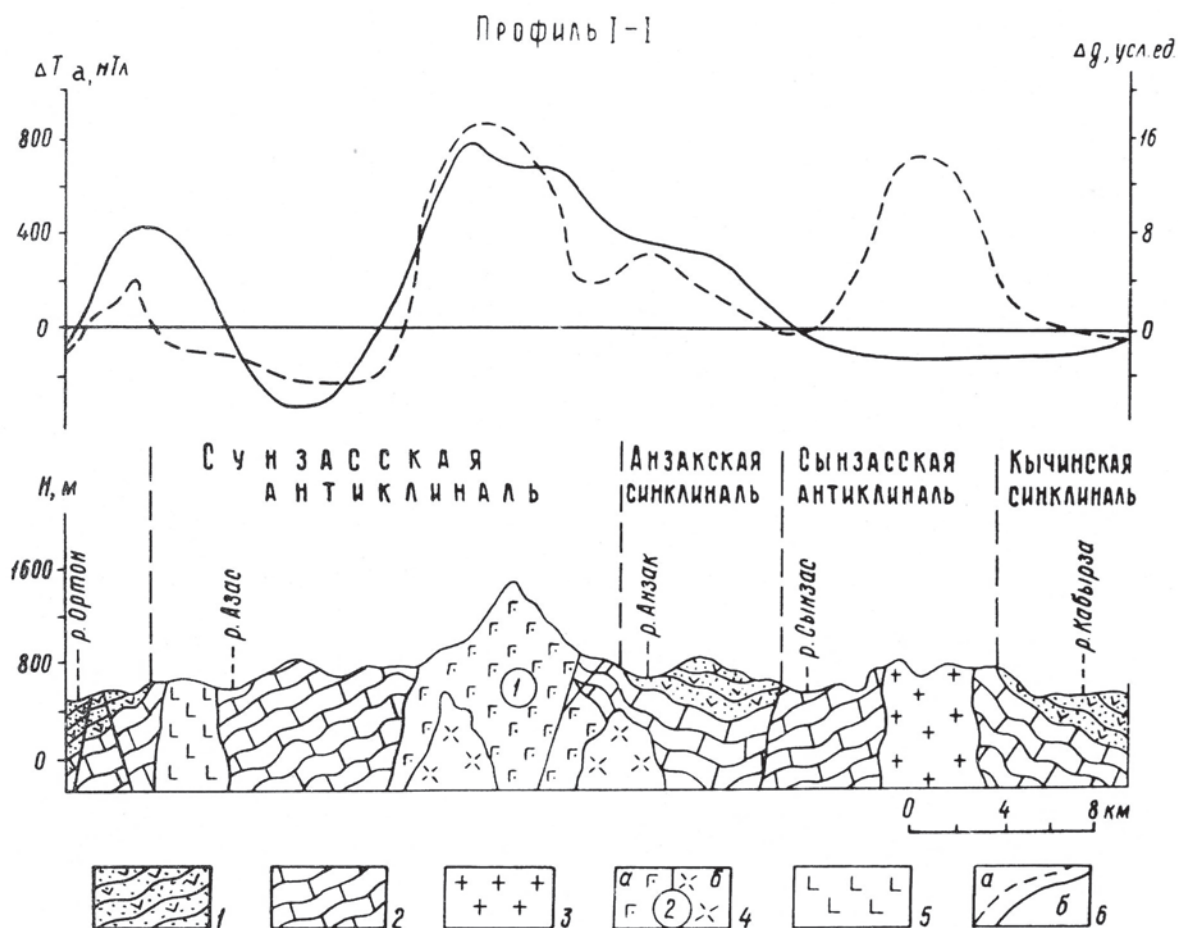


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез Мрасского поднятия:

геологические формации: 1 — вулканогенно-терригенная,  $\epsilon_1$ ; 2 — карбонатная, R; 3 — гранитная,  $\epsilon_2$ —O; 4 — сиенит-габбровая,  $\epsilon_{2-3}$  (a — габброидная, б — сиенитовая серии); 5 — габбро-диоритовая,  $\epsilon_2$ ; графики  $\Delta g$  (a) и  $\Delta T_a$  (б)

пряженностью 500—3000 нТл, в общем виде повторяющих контуры массивов. Наиболее высокие значения поля характерны для массивов, в которых известно ильменит-апатит-титаномагнетитовое оруденение: Патынский — 1200 нТл, Большекультайгинский — 1500 нТл, Узасский — 2900 нТл. Сиенит-габбровые массивы в гравитационных полях выделяются четкими положительными аномалиями силы тяжести интенсивностью до 15—20 мгал. На фоне спокойного слабодифференцированного поля радиоактивности габброидные составляющие массивов фиксируются по пониженным аномалиям суммарной гамма-активности порядка 5—10 мкР/ч. Повышенная (20—25 мкР/ч и более) радиоактивность свойственна породам сиенитовой фазы интрузий. Габброиды массивов отличаются также наиболее низкими по сравнению с другими комплексами содержаниями урана и тория и

соизмеримыми с осадочными комплексами содержаниями калия.

Для шлиховых потоков и ореолов, сопровождающих массивы с ильменит-апатит-титаномагнетитовым оруденением, характерно постоянное и устойчивое содержание в пробах апатита, титаномагнетита, магнетита, ильменита, лейкоксена, сфена, рутила, мартита, гематита и основных порообразующих минералов габброидов — клинопироксена, амфибола, оливина и др. Важным обстоятельством является пространственная совмещенность ореолов указанных минералов с ореолами монацита, тантало-ниобатов, торита, ортита, флоренсита, койвинита, перовскита и других минералов, входящих в состав щелочных и щелочно-ультраосновных (карбонатитовых) интрузий. Наличие подобных минералов в шлихах свидетельствует о возможном присутствии в габброидных массивах щелочных и (или) ще-

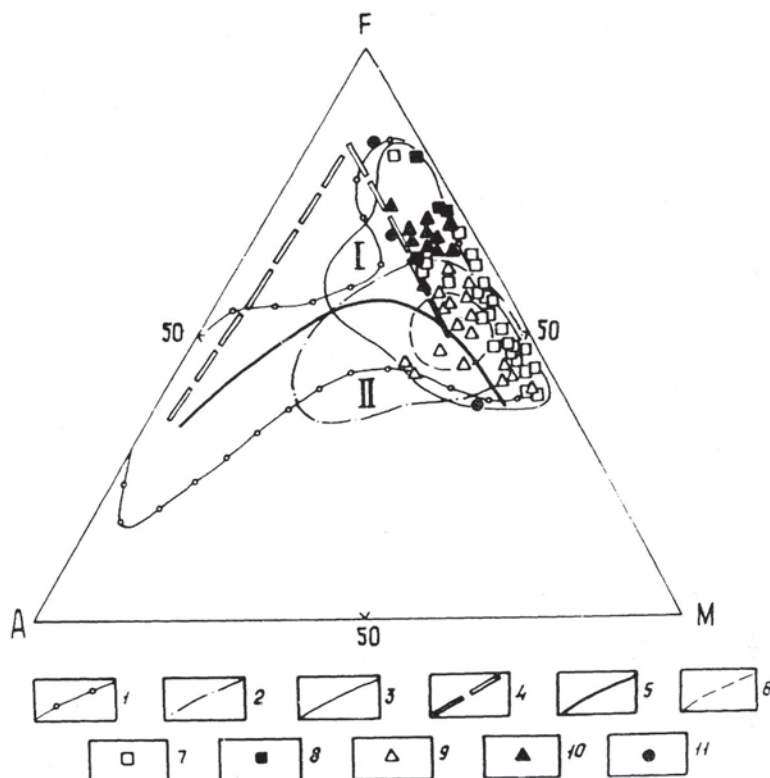


Рис. 3. Диаграмма АFМ составов пород массивов сиенит-габбровой формации:

поля составов пород массивов: 1 — Кизирского, 2 — Булчинского, 3 — Патынского; 4 — тренд Скаергардского массива; 5 — линия раздела полей толеитовой (I), известково-щелочной и щелочной (II) серий Х.Куно; 6 — поле недифференцированных составов Х.Куно; разновидности пород Патынского массива: 7 — пироксениты, 8 — пироксениты рудные, 9 — габбро авгитовые, 10 — габбро авгитовые рудные, 11 — габбро оливиновые рудные

лочно-ультраосновных пород с богатым магматически-метасоматическим апатитовым оруденением.

На примере апатитоносных сиенит-габбровых массивов Минусинско-Кузнецкой провинции подтверждается известный тезис о преимущественной приуроченности апатитовых и комплексных апатитсодержащих руд мафических формаций к меланократовым разностям габброидных пород. В частности, ильменит-apatит-титаномагнетитовые руды приурочены в основном к мелано- и мезократовым авгитовым габбро, авгитовым и плагиоклазовым пироксенитам, реже к оливиновым габбро. В апатитовых рудах петрогенной основой являются обычно авгитовые и плагиоклазовые пироксениты, редко — меланократовые авгитовые габбро. В силу сказанного в крупных массивах с преобладающим (40—60 % площади) развитием авгитовых габбро наиболее вероятно обнаружение значительных по масштабам, но убогих по содержанию  $P_2O_5$  (2—4 %) ильменит-apatит-титаномагнетитовых руд. В массивах с существенной (20—30 %) ролью ультрамафических разновидностей габброидных пород (пироксениты авгитовые и плагиоклазовые) возможно выявление месторождений, уступающих по потенциалу названным выше, но представленных более богатыми (4—6 %  $P_2O_5$ ) мономинеральными апатитовыми рудами.

По химическим особенностям (рис. 3) габброиды наиболее типичного и хорошо изученного Патынского массива отвечают толеитовой серии, лишь небольшая их часть тяготеет к известково-щелочному типу. При этом точки составов пород располагаются в области недифференцированных габброидов по Х.Куно, что позволяет предполагать несколько повышенную щелочность исходной магмы. Близость точек к тренду Скаергардского плутона и значительные вариации железистости пород свидетельствуют о доминировании магматической дифференциации в процессе формирования Патынского массива. Поле составов пород массива тяготеет к стороне М-Ф диаграммы, что говорит о преобладании в его строении мафических и рудных разновидностей пород.

Для габброидов апатитоносных массивов (таблица) характерно высокое значение отношения  $CaO/MgO$ , резко отличающее их от среднемировых типов и средних составов мафических пород Алтае-Саянской области. Отличительной чертой является также повышенная железистость габброидов ( $K_f \neq 65 \div 75$ ) и значительная степень окисленности в них железа ( $K_o \neq 0,7 \div 1$ ). Этой особенности соответствует и специфика химического состава пироксена, в котором окисное железо обычно преобладает над закисным. В целом апатитоносные породы выделяются высокой титанистостью, выражаю-



| Оксиды                         | 1     | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15     | 16     |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 44,05 | 44,24  | 41,24  | 41,85  | 39,02  | 35,73  | 46,77  | 40,60  | 35,98  | 45,52  | 48,45  | 50,47  | 40,46  | 35,92  | 5,07   | 41,90  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,41  | 2,34   | 2,24   | 2,50   | 3,24   | 4,39   | 1,72   | 3,97   | 5,41   | 1,76   | 0,36   | 0,82   | 3,90   | 5,17   | 19,56  | 2,28   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,66  | 9,32   | 6,70   | 9,53   | 12,13  | 9,27   | 14,89  | 13,69  | 10,01  | 15,48  | 19,55  | 24,11  | 13,55  | 9,84   | 10,12  | 7,10   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,31  | 5,40   | 4,47   | 4,81   | 11,16  | 10,35  | 4,56   | 11,51  | 13,27  | 6,15   | 1,68   | 2,06   | 11,48  | 12,58  | 32,64  | 4,52   |
| FeO                            | 6,68  | 5,58   | 6,45   | 7,83   | 7,31   | 8,83   | 4,79   | 7,11   | 8,83   | 4,77   | 4,38   | 3,12   | 7,13   | 8,83   | 22,53  | 6,65   |
| MnO                            | 0,19  | 0,16   | 0,18   | 0,21   | 0,26   | 0,26   | 0,13   | 0,18   | 0,25   | 0,13   | 0,08   | 0,07   | 0,18   | 0,25   | 0,58   | 0,18   |
| CaO                            | 20,19 | 21,29  | 22,80  | 18,24  | 16,18  | 18,79  | 15,36  | 13,05  | 14,90  | 12,97  | 13,14  | 11,91  | 13,33  | 15,82  | 11,65  | 22,32  |
| MgO                            | 10,08 | 9,29   | 8,81   | 7,68   | 8,91   | 6,18   | 7,11   | 6,68   | 6,57   | 10,11  | 9,26   | 2,77   | 6,88   | 6,48   | 1,35   | 8,65   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,92  | 0,70   | 0,68   | 1,63   | 0,67   | 0,90   | 1,82   | 1,59   | 1,40   | 1,70   | 2,09   | 3,51   | 1,51   | 1,28   | 0,25   | 0,82   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,11  | 0,05   | 0,06   | 0,45   | 0,06   | 0,14   | 0,18   | 0,11   | 0,12   | 0,10   | 0,13   | 0,24   | 0,11   | 0,12   | 0,03   | 0,12   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,33  | 0,04   | 4,89   | 2,56   | 0,22   | 3,72   | 0,16   | 0,08   | 3,15   | 0,02   | 0,03   | 0,04   | 0,09   | 3,28   | 5,08   | 4,56   |
| CO <sub>2</sub>                | 0,18  | 0,35   | 0,31   | 0,67   | 0,10   | 0,25   | 0,24   | 0,13   | 0,13   | 0,10   | 0,26   | 0,10   | 0,13   | 0,16   | H.o.   | 0,36   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,17  | 0,11   | 0,16   | 0,13   | 0,35   | 0,15   | 0,25   | 0,29   | 0,27   | 0,20   | 0,27   | 0,26   | 0,30   | 0,24   | 0,03   | 0,16   |
| SO <sub>3</sub>                | 0,13  | 0,10   | 0,08   | 0,05   | 0,10   | 0,10   | 0,12   | 0,11   | 0,11   | 0,20   | 0,07   | 0,10   | 0,11   | 0,11   | 0,10   | 0,08   |
| SrO                            | 0,02  | 0,03   | 0,03   | 0,06   | 0,05   | 0,05   | 0,06   | 0,06   | 0,04   | 0,06   | 0,05   | 0,09   | 0,06   | 0,04   | 0,04   | 0,03   |
| F                              | 0,03  | 0,03   | 0,37   | 0,12   | 0,06   | 0,35   | 0,03   | 0,03   | 0,26   | 0,03   | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,28   | H.o.   | 0,34   |
| П.п.п.                         | 1,25  | 1,34   | 1,42   | 1,90   | 0,85   | 1,15   | 1,52   | 1,37   | 1,24   | 1,33   | 0,77   | 0,75   | 1,32   | 1,22   | 1,48   | 1,49   |
| Сумма                          | 99,71 | 100,37 | 100,89 | 100,22 | 100,67 | 100,61 | 100,22 | 100,46 | 100,94 | 100,53 | 100,60 | 100,44 | 100,57 | 100,62 | 100,47 | 100,56 |
| k <sub>ф</sub>                 | 54,33 | 54,17  | 55,35  | 68,20  | 67,46  | 75,63  | 57,01  | 73,60  | 77,08  | 51,93  | 39,56  | 57,88  | 71,01  | 76,77  | 97,61  | 56,36  |
| k <sub>о</sub>                 | 0,79  | 0,97   | 0,69   | 0,61   | 1,53   | 1,17   | 0,95   | 1,62   | 1,50   | 1,29   | 0,38   | 0,66   | 1,61   | 1,42   | 1,45   | 0,68   |
| k <sub>м</sub>                 | 0,84  | 0,46   | 0,81   | 0,61   | 0,33   | 0,32   | 0,76   | 0,36   | 0,30   | 0,93   | 1,53   | 0,53   | 0,37   | 0,30   | 0,02   | 0,77   |
| Число                          | 5     | 3      | 18     | 3      | 2      | 4      | 21     | 20     | 13     | 4      | 2      | 6      | 22     | 17     | 2      | 21     |
| анали-<br>зов                  |       |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |        |

П р и м е ч а н и е. Пироксениты: 1 — авгитовый, 2 — платиоклазовый, 3 — авгитовый с апатитом, 4 — платиоклазовый с апатитом, 5 — рудный, 6 — рудный с апатитом; габбро: 7 — авгитовое, 8 — авгитовое рудное, 9 — авгитовое рудное с апатитом, 10 — оливиновое; 11 — троктолит; 12 — анортосит; руды: 13 — ильменит-титаномангнетитовая, 14 — ильменит-апатит-титаномангнетитовая, 15 — апатит-ильменит-титаномангнетитовая, 16 — апатитовая. Коэффициенты:  $k_{ф}$  — фракционирования,  $k_{о}$  — окисленности,  $k_{м}$  — магнетизмности. Анализы выполнены Г.И. Гузевой (ВНИИГеолеруд).

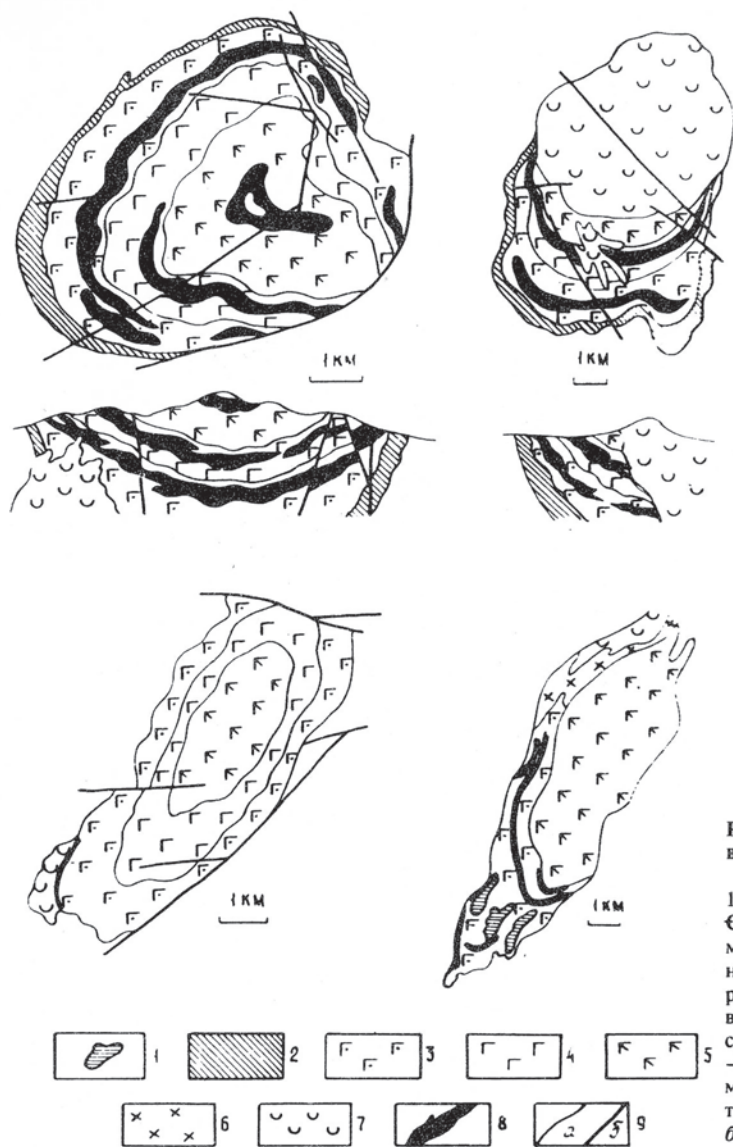


Рис. 4. Условия локализации рудных тел в массивах сиенит-габбровой формации:

1 — дунит-габбуровая формация,  $\epsilon 1$ ; сиенит-габбуровая формация: 2 — меланократовые габброиды краевой зоны, 3—5 — габброиды расслоенных серий (3 — нижней, 4 — средней, 5 — верхней), 6 — гибридные щелочные и субщелочные породы переходной зоны, 7 — сиениты, щелочные сиениты, нордмаркиты, 8 — апатитонесные рудные тела; 9 — контакты (а — интрузивные, б — тектонические)

щейся в широком развитии ильменит-титаномагнетитового оруденения и преобладания в их составе титанистого авгита. При этом обращают на себя внимание пониженные содержания в габброидах  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ .

По геохимическим особенностям породы сиенит-габбровых массивов достаточно резко отличаются от вмещающих верхнепротерозойских доломитов, мраморов и известняков (часто фосфоритонесных). К характерным элементам карбонатных отложений относятся Sr, P, Ga, Ge, Mo, V, Zn. В габброидах же апатитонесных массивов концентрации P, Fe, Ti, Mn, As, Cu, Y, Ag, Pd и Sn значительно превышают содержания этих элементов во вмещающих комплексах пород. Аналогичные соотношения элементов сохраняются и в рыхлых образованиях.

Гравитационно-кристаллизационная дифференциация, играющая основную роль при формировании расслоенных сиенит-габбровых массивов, определяет особенности их глубинного строения. В результате проявления гравитационного фракционирования нижние и краевые части интрузивов сложены преимущественно меланократовыми и рудными разновидностями габброидов. В средних горизонтах наряду с ними развиты породы меньшей основности (авгитовые и оливиновые габбро), в верхних — возрастает роль лейкократовых пород (анортозиты, лейкократовые габбро, габбродиориты). В зависимости от глубины эрозионного среза массивов меняются структурно-текстурные особенности, вещественный состав и рудоносность пород. В наименее эродированных телах обнажаются преимущественно мезо-



и лейкократовые габбро со слабо проявленным оруденением. При среднем эрозионном срезе, характерном, например, для Патынского и Большекультайгинского массивов, на земную поверхность выходят как преобладающие нормальные габбро со значительным по масштабам ильменит-апатит-титаномагнетитовым оруденением, так и подчиненные им ультрамафические габброиды с апатитовыми рудами. Наиболее меланократовые породы с богатыми апатитовыми и ильменит-апатит-титаномагнетитовыми рудами слагают глубокоэродированные массивы. Последние, как правило, имеют небольшие размеры, поскольку представляют собой нижние части воронко- или конусообразных тел.

В обобщенном виде региональными прогнозно-поисковыми критериями, определяющими апатитоносность массивов сиенит-габбровой формации, являются: *структурно-тектонический* (приуроченность к центральным частям концентрических кольцевых структур и узлам пересечения разломов северо-западного и субмеридионального простираний в краевых зонах геоантиклинальных поднятий); *геофизический* (наличие совмещенных интенсивных положительных гравимагнитных и пониженных радиоактивных аномалий); *минералогический* (присутствие в шлихах специфического набора минералов — апатита, титаномагнетита, магнетита, ильменита, лейкоксена, сфена, рутила, мартита, гематита); *петрографический* (широкое развитие мезо- и меланократовых авгитовых габбро, авгитовых и плагиоклазовых пироксенитов); *петрохимический* (повышенная известковистость, титанистость и железистость габброидов, высокие значения коэффициентов фракционирования и окисленности железа); *геохимический* (литохимические ореолы P, Ti, Fe, Mn, As, Ag, Y, Sc, Pd и Cu).

Локальные прогнозно-поисковые критерии разработаны главным образом для ильменит-апатит-титаномагнетитовых и апатитовых руд Патынского массива, принятого в качестве эталона сиенит-габбровой формации. Привлекались материалы по геологическому строению и рудоносности Большекультайгинского, Большетаскыльского и Узасского массивов. Некоторые локальные критерии (структурно-магматический, петрографический) являются общими для апатитовых и ильменит-апатит-титаномагнетитовых руд. Кроме того, установлены специфические (петрохимические, минералогические и др.) особенности для каждой разновидности руд.

В сиенит-габбровых массивах ильменит-апатит-титаномагнетитовые и апатитовые руды пространственно и генетически связа-

ны с породами габброидных фаз. В строении массивов выделяются расслоенные серии (рис. 4), различающиеся по петрографическим, петро- и геохимическим особенностям. Снизу вверх по разрезу каждой серии в породах увеличивается содержание темноцветных и рудных минералов, с которыми обычно ассоциирует апатит. Вследствие этого наиболее высокие концентрации титаномагнетита, ильменита и апатита приурочены, как правило, к верхним частям разреза каждой серии. На других уровнях разреза также отмечаются отдельные точки апатитовой минерализации, но возможность обнаружения здесь крупных рудных залежей представляется маловероятной.

Следует отметить, что, несмотря на возрастание в каждой расслоенной серии меланократовости и рудоносности пород снизу вверх, в целом по разрезу массива доля темноцветных и рудных минералов увеличивается в обратном направлении. Поэтому при проведении прогнозных и поисковых работ необходимо иметь в виду, что наиболее крупные и богатые апатитом тела локализуются в верхних частях разреза нижней или нижних расслоенных серий.

В большинстве массивов при внедрении более поздних сиенитовых интрузий интенсивной метасоматической переработки габброидов, как правило, не происходит. Однако в некоторых массивах (Узасский) щелочные и нефелиновые сиениты могут оказывать значительное контактное воздействие, выражающееся в калишпатизации, амфиболизации, биотитизации мафических пород и собирательной перекристаллизации апатита. В данном случае метасоматические апатитовые руды локализуются в зонах эндоконтакта габброидной составляющей массива с сиенитовой интрузией (см. рис. 4).

Основные петрографические разновидности пород сиенит-габбровой формации, несущие апатитовое оруденение, — габбро-авгитовое, габбро-авгитовое рудное, габбро-оливиновое рудное, пироксенит-авгитовый, пироксенит-авгитовый рудный, пироксенит-плагиоклазовый, пироксенит-плагиоклазовый рудный, шонкинит-бесфелдшпатоидный.

Наиболее распространенной петрогенной основой ильменит-апатит—титаномагнетитовых руд являются авгитовые габбро. Текстура пород преимущественно массивная с элементами пятнистой, такситовой и полосчатой; структура габбровая, сидеронитовая, гломерозернистая. В состав габбро примерно в равных количествах входят пироксен (30—55 %) и плагиоклаз (33—60 %); кроме того, присутствуют титаномагнетит (3—12 %), ильменит (0,1—1 %), роговая обманка (1—3 %) и апатит (2—9 %).



Апатитовые руды локализуются преимущественно в авгитовых и плагиоклазовых пироксенитах, которые также, хотя и в меньшей мере, служат петрогенной основой для наиболее богатых ильменит-apatит-титаномagnetитовых руд. Августовые пироксениты имеют массивную, реже слабо проявленную глазковую текстуру; аллотриоморфнозернистую, призматическизернистую, гломерозернистую структуру. Минеральный состав пород определяется прежде всего пироксеном (70—90 %); в значительных количествах присутствует апатит (5—20 %); характерным минералом является роговая обманка (3—10 %). Рудные разновидности августовых пироксенитов отличаются паналлотриоморфнозернистой и сидеронитовой структурами. В них снижается роль апатита (до 2—8 %), исчезает роговая обманка, значение титаномagnetита (18—35 %) возрастает до одного из породообразующих минералов. Плагиоклазовые пироксениты характеризуются близкими структурно-текстурными особенностями и отличаются от августовых разновидностей наличием плагиоклаза (5—24 %), выполняющего интерстиции зерен пироксена.

Бесфелдшпатоидные шонкиниты являются довольно редкими породами с гигантозернистой структурой, пегматоидной текстурой и калиевым составом полевого шпата (ортоклаз).

Петрохимические особенности ильменит-apatит-титаномagnetитовых и апатитовых руд, несмотря на различия в минеральном составе, во многом сходны. Первая разновидность по сравнению с безрудными габброидами характеризуется повышенными концентрациями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{F}$  (см. таблицу). При этом фосфор имеет устойчивую положительную корреляционную связь только с кальцием и фтором, слабую с марганцем и магнием, отрицательные с другими оксидами.

Апатитовые руды отличаются от других разновидностей пород и руд аномальными концентрациями  $\text{CaO}$  и  $\text{F}$ , несколько повышенными содержаниями  $\text{MgO}$  и пониженными —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и щелочей. Как и в вышеописанных рудах, фосфор обладает сильными положительными корреляционными связями с кальцием и фтором. Примечательна его слабая положительная связь с кремнеземом. Обращают на себя внимание также повышенные содержания в габброидах  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , характерные для бесфелдшпатоидных (или нефелиновых) шонкинитов. С подобными породами связаны обычно значительные по содержанию (а иногда и по объему) скопления апатитовых руд.

Особенности распределения микроэле-

ментов в породах и рудах сиенит-габбровых массивов также могут быть использованы в качестве прогнозно-поискового критерия. В первичных ореолах ильменит-apatит-титаномagnetитовые руды отличаются от безрудных разновидностей габброидов несколько повышенными содержаниями  $\text{Ge}$ ,  $\text{Y}$  и  $\text{Mo}$ , пониженными —  $\text{Be}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sc}$ ,  $\text{Pb}$  и  $\text{Ni}$ . При этом фосфор выступает в качестве инертного элемента, не имеющего значимых положительных корреляционных связей; слабые положительные связи он устанавливает с  $\text{Mo}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$ . Апатитовые руды (как в пироксенитах, так и в шонкнитах) характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Y}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Ga}$  и  $\text{Ge}$ . Фосфор при этом образует положительную корреляционную связь только с иттрием.

Во вторичных ореолах рассеяния фосфора сиенит-габбровые массивы проявляются слабо, что объясняется повышенной фосфоритованосностью вмещающих карбонатных пород. Четкими аномалиями отмечаются только участки развития апатитовых габброидов с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  более 1 %. Дополнительными признаками наличия апатитового оруденения являются пространственная близость однотипных литохимических аномалий фосфора и их совмещенность с аномалиями элементов-индикаторов. Наиболее информативен для выявления фосфорного оруденения и дифференциации его по минеральным разновидностям мультипликативный коэффициент  $M_k$ , учитывающий корреляционные связи и повышенные содержания элементов в рудах и рыхлых отложениях над ними. Для Патынского массива мультипликативный коэффициент имеет вид  $M_k = \text{P} \cdot \text{Y} \cdot \text{Zr} / 0,01 \text{Ti} \cdot \text{Mn}$ . Для апатитовых руд он обычно составляет 3—12 ед., что значительно выше, чем для ильменит-apatит-титаномagnetитовых руд (1—4) и вмещающих отложений (0,1—1,2).

Апатитовые и ильменит-apatит-титаномagnetитовые руды достаточно четко различаются по химическому составу, морфологии и кристаллической структуре рудообразующих минералов. В ильменит-apatит-титаномagnetитовых рудах пироксен представлен буровато-коричневым титанистым авгитом, по мере усиления интенсивности окраски и титанистости которого увеличивается содержание апатита в руде. Особенности кристаллов авгита — наличие в них ильменитовой сетки и вкрапленность рудного вещества. В химическом составе минерала, помимо высокого содержания титана, установлены повышенные концентрации закисного и суммарного железа. Плагиоклаз обычно представлен лабрадором, обогащенным  $\text{Al}$ ,  $\text{Na}$  и  $\text{Cr}$ . В титаномagnetите повышены содержания суммарного железа и мар-



ганца, в отдельных случаях минерал по составу близок титаномагнетиту. Для ильменита характерна высокая окисленность железа. Апатит образован бесцветными дипирамидально-призматическими кристаллами размерами  $(0,02 \div 0,7) \times (0,1 \div 2,1)$  мм. В его составе повышены концентрации Са, Р, Na, Mg, Al, Cl и FeO, содержание пирофосфатной группы  $P_2O_7^{4-}$  незначительное. Микрорельеф представлен чистыми и гладкими поверхностями скола без включений, следов растворения или травления. В структуре минерала выделяются интенсивные парамагнитные центры  $Mn^{2+}$  в позиции  $CaO_6F$  и  $O^-$  в позиции  $F^-—O^-—F^-$ .

В апатитовых рудах с пироксенитовой петрогенной основой пироксен представлен розовато- и темно-коричневым высокотитанистым авгитом, интенсивность окраски и титанистость которого усиливаются с повышением концентрации апатита в руде. Окрашенные разности отличаются четким плеохроизмом и дисперсией оптических осей. В химическом составе минерала выделяются повышенными содержаниями суммарное и окисное железо. Плаггиоклаз по составу колеблется от лабрадора до альбита—олигоклаза, при этом кислые его разности характерны для руд с высоким содержанием апатита. Последний сформирован бледно-зелеными идиоморфными дипирамидально-призматическими кристаллами с правильным гексагональным сечением и размерами  $(0,3 \div 1,5) \times (2 \div 6)$  мм. В составе апатита отмечаются повышенные количества  $P_2O_5$ , MgO,  $SO_3$  и FeO. Микрорельеф кристаллов образован индукционными поверхностями со следами растворения и травления, с включениями каолинита и виллиомита. Парамагнитные центры аналогичны центрам апатита из описанной разновидности руд; отличия заключаются в уменьшении содержания изоморфного марганца, особенно в позиции  $CaO_6F$ , и в более высокой интенсивности его люминесценции. Характерная черта — высокое содержание в составе апатита пирофосфатной группы  $P_2O_7^{4-}$ .

В апатитовых рудах, связанных с шонкинитами, пироксен представлен титанистым авгитом с повышенными содержаниями титана, суммарного и закисного железа. Специфической особенностью пород является калиевый состав полевого шпата, относящегося к ортоклазу и характеризующегося высокими концентрациями  $SiO_2$  и CaO. Апатит слагает шестоватые и длиннопризматические кристаллы размерами  $(0,1 \div 2,5) \times (2,5 \div 28)$  мм, бледно-зеленого или желтовато-зеленого цвета. На микроповерхностях скола наблюдаются выделения новообразованных таблитчатых микрокристаллов апатита и включения слоистого силиката. В

структуре апатита отсутствуют или развиты незначительно парамагнитные центры  $Mn^{2+}$ , для которого характерна также минимальная интенсивность люминесценции. По количеству пирофосфатных групп  $P_2O_7^{4-}$  минерал занимает промежуточное положение между апатитами рассмотренных выше разновидностей руд.

По петрофизическим характеристикам ильменит-apatит-титаномагнетитовые руды отличаются от безрудных пород и апатитовых руд высокой магнитной восприимчивостью ( $35,8 \cdot 10^{-4}$ ). Плотность их колеблется от 2,90 до 3,45 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляя 3,22 г/см<sup>3</sup>, что значительно превышает плотность безapatитовых разновидностей пород и руд. Апатитовые руды характеризуются наиболее высокой (в среднем 3,42 г/см<sup>3</sup>) среди других пород и руд плотностью и аномально-низкой ( $0,65 \cdot 10^{-4}$ ) магнитной восприимчивостью. В целом для обеих разновидностей отмечается положительная корреляция плотности руды и содержания в ней апатита.

В магнитных полях ильменит-apatит-титаномагнетитовые руды отражаются изометрическими или эллипсовидными аномалиями концентрически-зонального строения, группирующимися в цепочки согласно структурно-вещественной стратификации массива. Над наиболее крупными рудными телами нижних расслоенных серий интенсивность аномалий в 5-8 раз выше фоновой. Участки развития апатитовых руд, характеризующихся слабыми магнитными свойствами, в большинстве случаев также совпадают с высокоактивными магнитными аномалиями, что объясняется частой пространственной сопряженностью обеих разновидностей руд.

По радиоактивным свойствам породы и руды близки между собой и характеризуются низкими содержаниями радиоактивных элементов. Гамма-активность их изменяется от 3 до 20 мкР/ч, в среднем составляя 6—8 мкР/ч. Исключением являются апатитоносные шонкиниты с несколько повышенной радиоактивностью калиевой природы: обычно в них содержится 3—4 % Ка, что соответствует  $(9 \div 10) 10$  U экв.

Ильменит-apatит-титаномагнетитовые руды отличаются низким (500—700 Ом·м) электрическим сопротивлением; в безрудных породах и апатитовых рудах оно достигает 2000—3000 Ом·м.

С учетом изложенного установлены локальные прогнозно-поисковые критерии, из которых к общим для ильменит-apatит-титаномагнетитовых и апатитовых руд относятся: структурно-магматический (приуроченность рудных тел к верхним уровням разреза нижних петрографических серий



массивов); петрографический (локализация руд в меланократовых габброидах с характерным интенсивно окрашенным высокотитанистым авгитом); петрохимический (положительная корреляционная связь в химическом составе руд фосфора с кальцием и фтором); петрофизический (повышенная плотность руд).

Специфическими особенностями ильменит-апатит-титаномagnetитовых руд, связанных преимущественно с авгитовыми габбро, являются высокие магнитная восприимчивость и плотность, низкое электрическое сопротивление, повышенные содержания Р, Ti, Fe, Ca, F, Ge, Y и Mo. Апатитовые руды с пироксенитовой петрогенной основой отличаются высокой плотностью при резко сниженной магнитной восприимчивости, повышенными концентрациями Р, Ca, F, Y, Pb, Sn, Ga и Ge. Для апатитовых руд с шонкинитовой петрогенной основой харак-

терны пегматоидная текстура и повышенная радиоактивность калиевой природы.

Выделенные критерии применялись при прогнозных и поисковых работах на Патынском массиве и могут быть использованы при оценке потенциальной апатитовосприимчивости других массивов сиенит-габбровой формации Алтас-Саянской складчатой области.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Е.В. Минерагенция и перспективы апатитовосприимчивости Минусинско-Кузнецкой провинции // Металлогения Сибири. Т.2. Тез. докл. XI Всесоюз. металлоген. совещ., 19—21 августа 1987 г. Новосибирск, 1987. С. 19—21.
2. Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков/Гл.ред. А.С.Зверев. — М.: Недра, 1980.
3. Файзуллин Р.М. Теоретические аспекты рудогенеза апатита: Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. — М.: ВИЭМС, 1988. Вып. 1.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

## Региональная геология и тектоника

УДК 551.24 (571.56 + 571.65)

© Р.А. Эйдли, Ю.С. Шманенко, 1994

### Глубинная геодинамическая модель Центральноколымского сегмента земной коры

Р.А. ЭЙДЛИ, Ю.С. ШМАНЕНКО (СеввостНИЦМИС)

До настоящего времени не объяснены причины уникальной золотоносности Центральноколымского сегмента (ЦКС) земной коры мезозоид Северо-Востока России. Геодинамические и тектонические аспекты этой проблемы периодически освещаются в печати, в т.ч. с позиций теории тектоники плит [5, 14 и др.]. Предлагаемые модели, как правило, создаются в виде карт поверхности, а металлогенические особенности территорий по-прежнему объясняются неким глубинным строением земной коры, представляемым в виде двух-или трехслойной статической конструкции, оторванной от геологической истории и геодинамики формирования рассматриваемого сегмента коры.

Для понимания природы уникальных металлогенических особенностей региона в ряду других геологических проблем представляется существенным разработать глубинную модель Центральноколымского сегмента ЗК в реальных геологических структурах и формациях, проследив образование по-

следних от конкретных геодинамических обстановок их рождения до залегания в современной ЗК. Возможность подобного моделирования доказана на примерах казахстанских и уральских структур, положительный опыт получен и на Северо-Востоке России [11, 19, 20]. При создании глубинной геодинамической модели земной коры ЦКС использованы: результаты специальных сейсмических исследований МОВ на Сусуманском профиле; скудные данные ГСЗ конца 50-х годов, выполненных на единственном пересечении вдоль колымской трассы; гравиметрические и магнитные карты региона, отвечающие требованиям моделирования; весьма ограниченные данные сейсмологических наблюдений. Значительно помогли работе результаты специально проведенных палеомагнитных исследований. При составлении априорных геодинамических разрезов земной коры использован богатейший геологический материал, накопленный к настоящему времени трудом нескольких поколений геологов. Теоретиче-



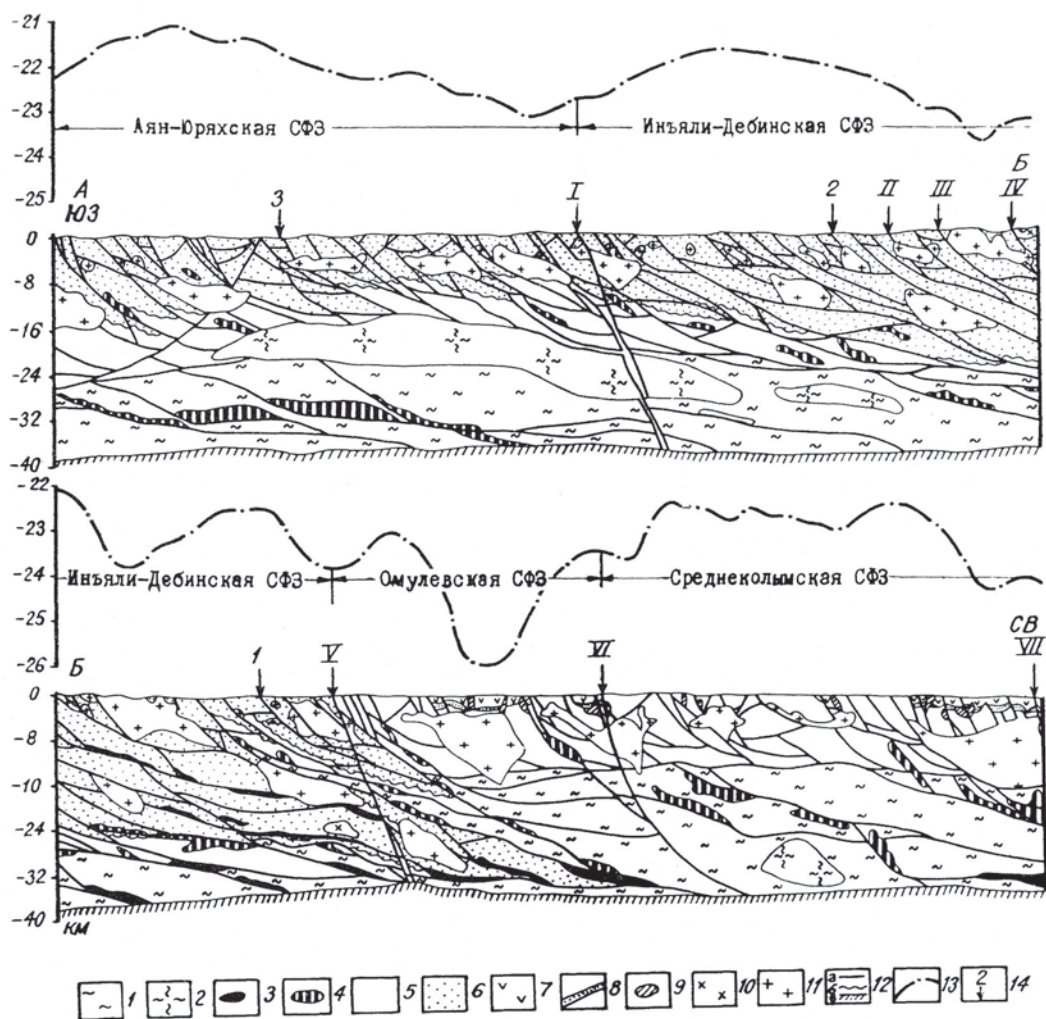


Рис. 1. Геодинамический разрез ЦКС земной коры по линии АБВ:

внутриконтинентальные обстановки: 1 — метаморфический комплекс недифференцированной коры, AR — PR<sub>2</sub>, 2 — гранитоиды?; обстановки, связанные с дивергенцией плит: обстановки континентального рифтогенеза: 3 — интрузивная гипербазит-базитовая формация, PZ<sub>2</sub>?, 4 — погребенная интрузивная субщелочная базитовая формация, PZ<sub>2</sub>?, обстановки пассивной континентальной окраины Сибирского континента: 5 — формации мелководного шельфа — карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные, R—C, 6 — формации подводной равнины, подводных конусов выноса, дельт континентального склона и его подножия — флишевые терригенные, вулканогенно-терригенные, P—J; образования, связанные с конвергенцией плит: островодужные комплексы обстановки сближения плит: 7 — эффузивная фация (Уяндино-Ясачненская дуга) — базальты, андезиты, риолиты, 8 — морская моласса, 9 — субвулканическая фация риолитового и базальт-андезитового состава, 10 — плутонические интрузивные граниты, гранодиориты, диорит-гранодиориты; коллизионные интрузивные комплексы обстановки столкновения: 11 — интрузивные образования преимущественно Колымского пояса гранитоидов — граниты, гранодиориты, Jз—K<sub>1</sub>; 12 — границы (a — тектонические, посторогенные разломы, б — между комплексами чехла и фундамента, в — «эквивалентная» поверхность М); 13 — график аномалий силы тяжести в глобальной геологической редукции; 14 — проекции места отбора коллекций ориентированных образцов горных пород для палеомагнитного анализа; разломы: I — Чай-Юрьинский, II — Бургандинский, III — Дебинский, IV — Кунтук, V — Дарпир, VI — Улахан, VII — Арга-Тасский

ская разработка модели основывалась на плитотектонической концепции, а типизация геодинамических обстановок формирования конструктивных элементов модели, представляющих собой конкретные геологические комплексы и формации, выполнялась по известной стандартной методике.

Континентальная земная кора ЦКС воз-

никла в процессе позднемезозойского взаимодействия пассивной окраины Сибирского континента с Кони-Мургалской и Уяндино-Ясачненской островными дугами, Омuleвским и Приколымским террейнами и океанической плитой Кула с впаиваемым в нее Омонским микроконтинентом. В мелу в краевой части ЦКС сформировалась актив-



ная континентальная окраина, маркируемая Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и своеобразными структурами тектоно-магматической активизации в пределах сегмента.

В структурах Северо-Востока Евразии, в т.ч. в ЦКС, ярко проявлены геодинамические процессы, связанные с горизонтальными палеонапряжениями в земной коре. В зоне сочленения Иньяли-Дебинской и Омuleвской структур формационных зон (СФЗ) по сейсморазведочным данным выделяется система аллохтонных пластин, надвинутых на структуры мезозой Иньяли-Дебинского синклиория [19]. Многочисленные надвиги и взбросы с преимущественным падением плоскостей смещения к северо-востоку отмечены при геологическом картировании. Судя по фокальным механизмам современных землетрясений в сейсмическом поясе Черского, фиксирующим современное положение зоны коллизии Евразийской и Северо-Американской плит [7], векторы сжатия в верхней половине земной коры ориентированы в юго-западных и северо-восточных румбах.

Приведенные данные о покровно-надвиговом характере тектоники земной коры ЦКС учтены при глубинном геодинамическом моделировании, выполненном вкост Аян-Юрхской, Иньяли-Дебинской и Омuleвской СФЗ (рис. 1). В пределах Аян-Юрхской и Иньяли-Дебинской структур сосредоточены практически все колымские россыпи и золоторудные месторождения.

Основные конструктивные элементы, используемые при геодинамическом моделировании ЗК, представлены главными геологическими комплексами ее разреза — индикаторами конкретных геодинамических режимов. Это комплексы фундамента осадочного разреза, формации шельфа, абиссальной предконтинентальной равнины, континентального склона и его подножия, принадлежащие к пассивной окраине континента, комплексы обстановки столкновения и активной континентальной окраины.

Фундамент (основание) осадочного разреза ЗК по аналогии с обнажениями древнего основания Сибирской плиты и его отторженцев (Омuleвский, Приколымский террейны) на моделируемом разрезе представлен метаморфическими комплексами пород архейского и протерозойского возраста, рассеянными листрическими разломами.

Образования шельфа характеризует непрерывный разрез пестроцветной терригенной, карбонатно-терригенной формаций протерозоя, перекрытых с несогласием рифтогенным комплексом  $D_2—C_1$ . Общая мощность образований шельфа 6000—8000 м.

Комплекс абиссальной предконтинен-

тальной равнины представлен кремнисто-туфовой, кремнисто-карбонатно-терригенной формацией ( $C_1—P_1$ ), залегающей в основании верхоянского комплекса. Его предполагаемая мощность 1000—3000 м. На этом же уровне на геодинамическом разрезе фрагментарно показаны линзы офиолитов из новообразований океанической коры, возникшей при формировании зоны рассеянного спрединга и отторгнутые при коллизии с Омuleвским и Приколымским террейнами [8, 16, 20].

К геодинамической обстановке континентального склона и его подножия отнесена группа формаций ( $P_2—T_3$ ) от граувакко-аргиллитовой ( $P_1$ ) мощностью до 900 м, песчаниково-алевролитовой с прослоями туфопесчаников ( $P_2$ ) мощностью до 3000 м, развитых преимущественно в пределах Аян-Юрхской СФЗ, до однообразной толщи глинистых алевролитов с карбонатными конкрециями ( $T_{1-3}$ ) мощностью до 3000 м, распространенной на пассивной окраине.

Вулканогенно-терригенные отложения верхней части верхоянского комплекса относятся как к подножию континентального склона, так и к предконтинентальной равнине и имеют суммарную мощность 2500—3500 м.

К субдукционному комплексу отнесены вулканы и морская моласса ( $J_3$ ) Уяндино-Ясачненской дуги суммарной мощностью 1200—2000 м, развитые в пределах Омuleвской и Приколымской СФЗ. Коллизионные образования — это гранитоиды Колымского пояса ( $J_3—K_1$ ), малые интрузии нерабохпчинского и басугуньского комплексов, а также нижнемеловые гранитоиды Приколымской СФЗ.

Комплекс обстановки активной континентальной окраины в ЦКС приурочен к перивулканической зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и представлен андезитами, андезитобазальтами, риолитами, с которыми пространственно сопряжены интрузивные тела среднего, кислого и реже основного состава.

Пределы изменения плотности (в  $г/см^3$ ) главных комплексов, слагающих разрез ЗК, необходимые для геофизической адаптации геодинамической модели, в соответствии с работами [3, 15, 18] приняты следующие: для верхней мантии — 3,3—3,32 для образований фундамента ( $AR—PR$ ) — 2,75—2,87, для автохтонной, преимущественно карбонатной части чехла фундамента ( $R—D$ ) — 2,69—2,76, для аллохтонного терригенного покрова мезозой — 2,63—2,69. Тем самым, установлены три четкие глубинные плотностные границы в разрезе ЗК: между фундаментом и верхней мантией, между аллохтонным покровом мезозой и



автохтонным комплексом деформированного чехла фундамента, между этим чехлом и цоколем фундамента. Это обеспечивает принципиальную возможность геофизической адаптации разреза путем гравитационного моделирования. Границы сохраняются и в градиентной плотностной модели с учетом гидростатического нарастания плотности с глубиной [15]. Широко представленные в разрезе мезозойские граниты обладают устойчивым дефицитом плотности ( $0,05-0,1 \text{ г/см}^3$ ) по отношению к вмещающим породам, а гранодиориты практически не отличаются по плотности от осадочных пород.

Геофизическая адаптация геодинамической модели земной коры при дефиците сейсмической информации в пределах ЦКС осуществлялась путем гравитационного моделирования — построения плотностного разреза по составляющей гравитационного поля, отвечающей всей ЗК. При этом интерпретировались не только аномалии, но и длинноволновая составляющая, т.е. практически «уровень поля».

Для вычисления глобальной геологической редукции, обеспечивающей получение составляющей гравитационного поля, отвечающей всей ЗК, предварительно моделировалась «эквивалентная» поверхность М, построение которой основано на совместном анализе морфоструктур рельефа и аномалий силы тяжести в изостатической редукции [17]. Этот способ предусматривает построение уравновешенной поверхности М на основе стохастической зависимости глубины до М от осредненного рельефа (Р.М. Деменицкая, 1975) и последующую корректировку ее путем решения обратной задачи гравиразведки от региональной составляющей аномалий силы тяжести в изостатической редукции. Исправленная таким образом поверхность М, привязанная к среднему уровню «абсолютных» глубин, и является «эквивалентной» поверхностью М, на форме которой сказывается и аномальный эффект подкоровых зон разуплотнения, вызывающих нарушение изостатического равновесия. Расчет поправок глобального геологического редуцирования произведен путем решения прямой задачи гравиразведки от «эквивалентной» поверхности М при избыточной плотности  $-0,3 \text{ г/см}^3$ , определяемой как разность между максимальной плотностью в основании градиентной плотностной модели ЗК и оптимальной плотностью верхней мантии у подошвы ЗК.

Важным параметром глобального геологического редуцирования исходного поля аномалий Буге является «абсолютный» уровень приведения, рассчитанный по уровню поля в реперном пункте смежной с регионом

океанической впадины, к западу от Курило-Камчатского желоба, с учетом известной по сейсмическим данным мощности океанической коры [2].

Палеомагнитный анализ ориентированных образцов горных пород, отобранных у северного и южного бортов Иньяли-Дебинской СФЗ (отложения  $T_3-J_1$ ) и у южного борта Аян-Юрхской СФЗ (отложения  $P_2$ ), показал девятикратное латеральное сокращение 500-километрового поля отложений  $T_3-J_1$  верхоянского комплекса. Это свидетельствует о тектоническом скупивании разреза с перераспределением первоначально субгоризонтального покрова в круто наклоненные пластины, сформированные из многочисленных надвинутых друг на друга чешуй, которые могут простирались по падению до подошвы земной коры (см. рис. 1). В пределах Аян-Юрхской СФЗ имело место пятикратное латеральное сокращение разреза верхнепермских отложений, что почти вдвое меньше, чем в пределах Иньяли-Дебинской структуры. Соответственно общее увеличение вертикальной мощности верхоянского комплекса за счет тектонического скупивания в пределах этого блока должно быть вдвое меньше, чем в пределах Иньяли-Дебинской СФЗ.

В результате геодинамического моделирования и комплексной геофизической верификации модели установлено, что верхоянский терригенный комплекс представляет собой пакет деформированных литопластин-линз, образованный системой надвигов по листрическим разломам. Мощность отдельных чешуй (линз) 1—6 км, размеры по падению 10—40 км. Суммарная вертикальная мощность комплекса 5—25 км. Покровно-чешуйчатый характер тектоники свойствен и подстилающему комплексу осадочного чехла фундамента Сибирского континента с суммарной мощностью 1—8 км. Крупные доактивизационные глубинные разломы типа Улахан, Дарпир, Чай-Юрынский представляются крутопадающими надвигами, вписывающимися в систему более пологих листрических разломов — фронтальных надвигов зоны столкновения Уяндино-Ясаченской вулканической дуги с пассивной окраиной Сибирского континента. Амплитуда надвига по листрическому разлому, примыкающему с запада к разлому Дарпир, по которому Омудевский террейн надвинут на верхоянский комплекс Иньяли-Дебинской СФЗ, составляет 60 км. Перекрытый этой аркогенной структурой, «задавленный» практически до подошвы ЗК клин неоавтохтона насыщен во фронтальной части линзами офиолитов-отторженцев океанической коры. Многоярусные межпластовые инъекции базит-ультрабазитов возник-



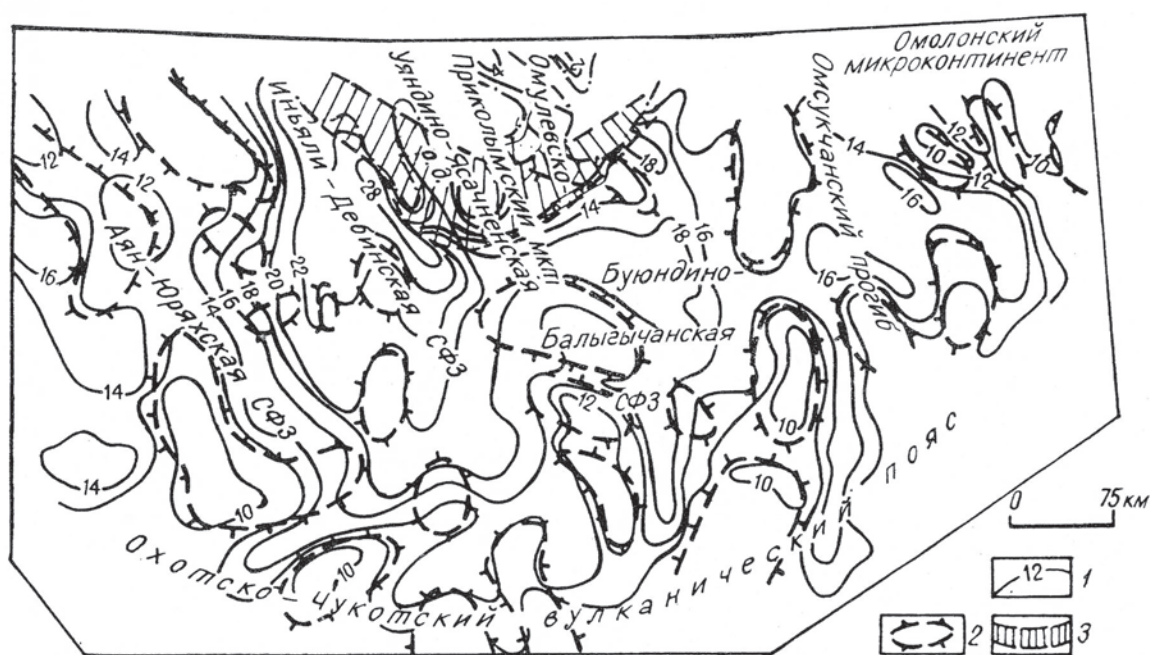


Рис. 2. Схема изопакит аллохтонного покрова верхоянского комплекса ЦКС земной коры:

1 — изоглубины подошвы аллохтонного покрова комплекса, сечение 1 км; 2 — контуры поднятий кровли основания комплекса (выступы автохтона); 3 — тектонический покров в зоне столкновения Уяндино-Ясеченской дуги, Омuleвского и Приколымского микроконтинентов с пассивной окраиной Сибирского континента

ли за счет тектонического скупивания мезозой в процессе коллизии Сибирского континента с Омuleвским и Приколымским террейнами. Аналогичные базит-ультрабазиты фрагментарно выделяются повсеместно вдоль листрических разломов, в основании мезозойского аллохтона и внутри фундамента континента, рассеянного палеолистритами и представляемого, по крайней мере, в кровле в виде коллажа крупных линз метаморфического комплекса недифференцированной коры. Выделяемые в южной части разреза листриты южной ориентировки, вероятно, относятся к позднемеловой активной окраине Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Многочисленные массивы коллизионных гранитоидов развиты равномерно как в пределах аллохтонного комплекса мезозой, так и в подстилающих его отложениях континентального чехла. Крупные тела с вертикальными размерами до 10 км и более имеют сложную форму и прерывают весь разрез верхоянского комплекса и осадочного чехла фундамента; плутоны средних размеров — до 4—6 км по вертикали — имеют субпластовую форму и приурочены к верхней части покрова мезозой.

В целях стереопалеогеодинамической реконструкции структуры кровли фундамента аллохтона построена схема его изомощности

(рис. 2) по региональной составляющей аномалий силы тяжести в глобальной геологической редукции с использованием стохастической зависимости аномалий от глубины залегания этой контрастной плотностной границы раздела, установленной по данным моделирования на геодинамическом разрезе по линии АВВ (см. рис. 1). Согласно схеме, наибольшую мощность (16—28 км) аллохтонный покров мезозой имеет в крупной полукольцевой зоне (шириной до 150 км), примыкающей с юга и юго-запада к Омuleвскому и Приколымскому террейнам. На всей площади ЦКС по изгибам изопакит и замкнутым контурам аномалий минимальной мощности аллохтона выделяется множество выступов автохтона размером от 10×30 до 40×200 км. На западе ЦКС эти выступы группируются по периметру и в центре вышеупомянутой полукольцевой зоны повышенной мощности покрова, а на востоке образуют субмеридиональные цепочки. В верхней части схемы показана проекция клина верхоянского комплекса мезозой, являющаяся неавтохтоном, т.к. она перекрыта аллохтонной (аркогенной) структурой Омuleвско-Приколымского микроконтинента. Максимальная ширина проекции зоны перекрытия 60 км.

Представленная схема вместе с геодинамическим разрезом содержит полную ин-



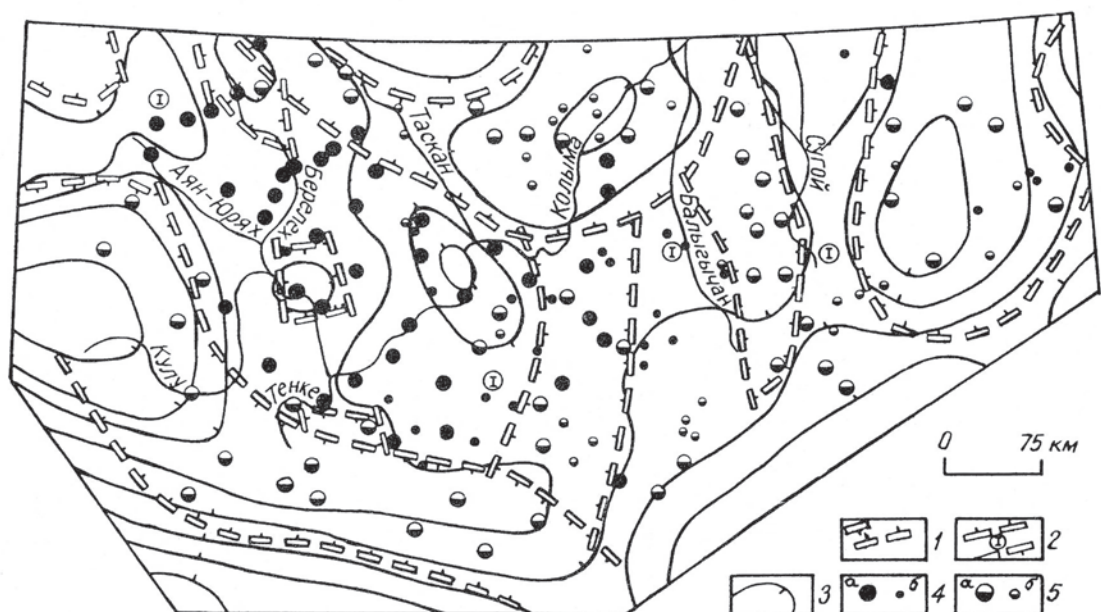


Рис. 3 Схема изостатического равновесия ЦКС земной коры:

1 — локальные зоны опускания (растяжения), связанные с процессами тектоно-магматической активизации; 2 — региональная область воздымания (сжатия) в недавнем геологическом прошлом, в т.ч. в результате горизонтального перемещения корового и мантийного вещества; 3 — изоаномалы поля  $\Delta g_H$  Н-35 км (берг-штрихи — в направлении понижения интенсивности поля); 4 — центры рудных узлов, районов (а) и отдельных проявлений (б) коллизионного плутогенно-метаморфогенного оруденения благородных металлов; 5 — центры рудных узлов, районов (а) и отдельных проявлений (б) олова, вольфрама, благородных металлов и полиметаллов, связанных с субдукционным магматизмом

формацию о последовательной смене геодинамических обстановок в процессе формирования современной структуры ЦКС. По существу это объемная глубинная геодинамическая модель Центральноколымского сегмента земной коры, дальнейший анализ которой позволяет создать новую тектоническую основу для геологического картирования и разработать критерии рудоносности региона. Опыт составления подобных актуалистических моделей в других регионах Евразии — в Центральном Казахстане [11], на Урале [12] — свидетельствует о том, что моделирование континентальной коры на базе плитотектонической концепции весьма эффективно для регионального металлогенического анализа и прогнозирования, поскольку размещение в пространстве месторождений минерального сырья подчинено палеогеодинамическим обстановкам преимущественно области взаимодействия литосферных плит [4].

Металлогеническая информативность разработанной модели заключена в полноте геологической освещенности разреза земной коры по всей ее мощности и в достаточно подробном воссоздании истории ее образования в различных геодинамических обстановках. В этом отношении к модели применимы известные методы металлогеническо-

го анализа, и авторы надеются, что специалисты используют и разовьют полученные результаты. Ниже предлагается один из вариантов интерпретации. В нем следствия некоторых геодинамических процессов увязываются с региональной составляющей изостатических аномалий, отвечающей компенсационным массам в подошве земной коры, которая является первым главным уровнем изостатической компенсации крупных плотностных неоднородностей верхней части ее разреза (рис. 3).

В центральной части ЦКС выделяется обширная область относительного регионального максимума поля изостатических аномалий, частично окаймляемая по периферии и рассекаемая в центре зонами минимумов различной интенсивности. Полукольцевой минимум на севере соответствует южной периферии Омурско-Приколымского микроконтинента, субширотный на юге — внешней зоне Охотского сектора, крупный на западе — субмеридиональному вулканическому прогибу Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, обширный на востоке — западному обрамлению Омолонского микроконтинента. Из линейных зон минимумов, пересекающих в меридиональном направлении область регионального максимума, наиболее ярко выражена ано-



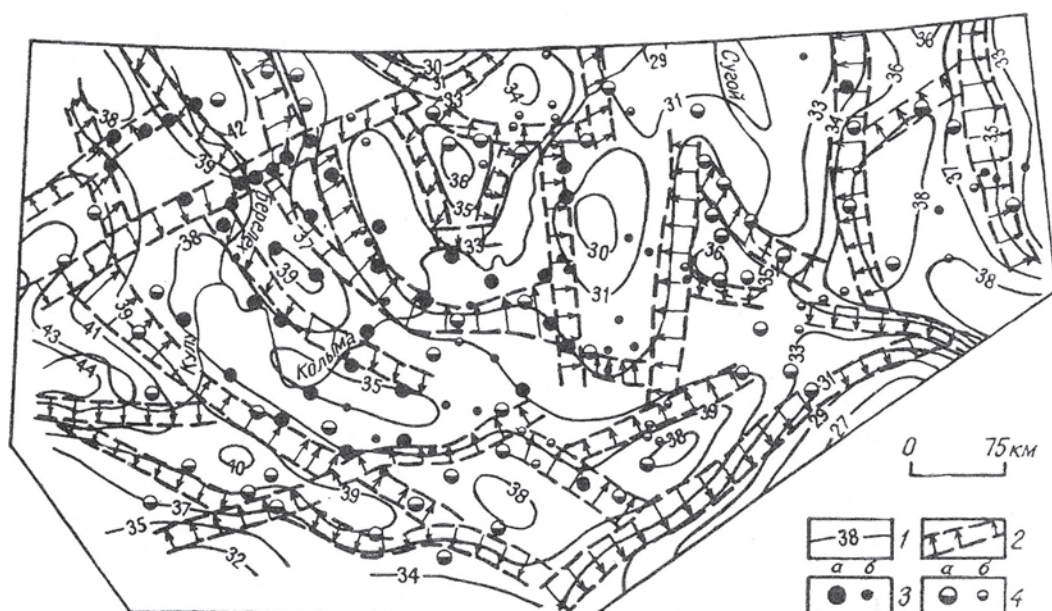


Рис. 4. Строение «эквивалентной» поверхности М в пределах ЦКС земной коры:

1 — изоглубины «эквивалентной» поверхности М, км; 2 — зоны градиентов «эквивалентной» поверхности М, отвечающей кровле астеносферного канала на границе земной коры и верхней мантии, отождествляемые с зонами термодинамических барьеров флюидных потоков при перераспределении и концентрации рудного вещества в процессе подъема его к земной поверхности (стрелки — вероятное направление исходного импульса латеральных вариаций флюидного режима в коровой — верхнемантийной части рудоконтролирующих структур); 3 — центры рудных узлов, районов (а) и отдельных проявлений (б) коллизионного плутоногенно-метаморфогенного золотого оруденения; 4 — центры рудных узлов, районов (а) и отдельных проявлений (б) олова, вольфрама, благородных металлов и полиметаллов, связанных с субдукционным магматизмом

малия, отвечающая Омсукчанскому прогибу, менее четко картируется минимум, приуроченный к Оротуканскому поднятию. Так как восстановление равновесия при снятии действия эндогенных антиизостатических сил с геологической точки зрения происходит почти мгновенно (М.Е. Артемьев, 1966), то наблюдаемые изостатические аномалии указывают на геодинамические процессы, действовавшие в недавнем прошлом и (или) продолжающие действовать сейчас. С этих позиций обширная зона регионального изостатического максимума, приуроченная к дислоцированному аллохтонному покрову мезозой, логично интерпретируется как область сжатия и воздымания в период коллизии, а линейные зоны минимумов, по-видимому, отвечают зонам растяжения и опускания, связанным в недавнем прошлом либо с процессами тектоно-магматической активизации, либо с более ранним рифтогенезом.

Из сопоставления схемы изостатического состояния ЦКС с распределением известных месторождений [13] следует, что они в целом районированы в соответствии с региональными геодинамическими обстановками. В пределах обширной области сжатия аллохтонного покрова мезозой концентрируется большая часть плутоногенно-метамор-

фогенных рудопоявлений золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. К линейным зонам растяжения в основном тяготеют полиметалльные рудные объекты олово-серебро-полиметаллической, золото-серебряной, вольфрам-оловорудной и других формаций, связанных с субдукционным магматизмом. Такое районирование позволяет выделить в пределах области сжатия аномальный Центральноколымский золоторудный сегмент, а в пределах линейных палеорифтовых зон растяжения — серию рудоперспективных зон преимущественно олово-золото-серебряной специализации.

Предполагается, что региональная металлогеническая зональность в границах влияния палеозон субдукции обусловлена сепарацией в астеносферных каналах зон Бенъофа и их апофизах рудных флюидов, которые на участках повышенной проницаемости литосферы поднимаются к земной поверхности и «сбрасывают» рудную нагрузку в благоприятных структурно-литологических зонах ЗК [1]. В связи с этим «эквивалентную» поверхность М, смоделированную с учетом влияния подкоровых аномальных масс, ответственных за нарушение изостатического состояния земной коры (рис. 4), можно представить в виде кровли ближай-







ных эндогенных процессах в палеозонах субдукции и на границе ядро — мантия, где зарождаются и быстро поднимаются вертикально вверх горячие флюидные потоки, выносящие в литосферу неистощенное вещество мантии [6].

Изучение верхней части разреза земной коры ЦКС показывает, что к обязательным конструктивным комплексам, предопределившим в регионе развитие золото-кварцевой и золото-сульфидной минерализации, относятся преобразованные в аллохтон углито-терригенные отложения верхоянского комплекса, являющиеся, возможно, главным источником благородных металлов, мобилизованных и переотложенных мантийно-коровыми флюидами, а также комплекс коллизионных и активизационных гранитоидов (см. рис. 1).

Аномальные флюидопроводящие, рудоконцентрирующие, а также рудогенерирующие свойства верхоянского покрова определяются мощной «дренажной» системой, сформированной многочисленными надвигами и транзитными зонами перемещения отдельных аллохтонных призм, сорбционными свойствами углистых накоплений, тектонической рамой поясов коллизионных гранитоидов, поднятиями кровли автохтона и др. Суммарная вертикальная мощность аллохтона 5—10 км, протяженность по падению с учетом «задавленной» части неоавтохтонного клина 160 км.

По аналогии с геодинамической моделью рудного района в Центральном Казахстане [11], где зона перемещения аллохтона в сочетании с системой листрических разломов имеет решающее значение для размещения и локализации рудной минерализации, в ЦКС повышенная концентрация золоторудной минерализации тяготеет к нижним горизонтам пакета литопластин верхоянского комплекса и транзитной зоне, выходящей на земную поверхность в пределах эродированной кордильеры Аян-Юряхской сутуры. Цепь месторождений в районе выхода сутуры на поверхность (Школьное, Павлик, Наталка, Токичан и др.) — главный золоторудный пояс Колымы.

Характеристика металлогенических следствий геодинамической модели ЦКС представлена на структурно-металлогенической схеме (рис. 5), где рудопроявления объединены в две группы на основе районирования их по обстановкам сжатия и растяжения. Первая группа наиболее многочисленных проявлений преимущественно золото-кварцевого плутоногенно-метаморфогенного оруденения образует совпадающий с ЦКС участок Верхояно-Колымской металлогенической провинции, приуроченный к дислоцированному аллохтону верхоянского ком-

плекса и сформированный в раннемеловое (?) время при сжатии, палингенезе и воздействии мантийных флюидных потоков. Вторая группа олово-серебро-полиметаллической и золото-серебряной формации контролируется прежде всего зонами геодинамических обстановок растяжения, отождествляемых как с дораннемеловыми палеорифтовыми структурами, так и с раннемеловыми типа Омсукчанской рифтогенной структуры.

В рудоперспективные участки и зоны объединены полосы и узлы сочетания структур, отвечающих локальным геодинамическим обстановкам, таким как «дренажные системы», связанные со скупиванием и транзитной зоной перемещения Верхнеколымского аллохтона, пояса коллизионных гранитоидных интрузий и поднятия кровли автохтона, глубинные зоны термодинамических барьеров и др. Наиболее интересны в этом отношении Кулу-Тенькинская и Таскано-Дебинская зоны. Первая выделяется у внешней границы Верхнеколымской рудно-магматической системы, где выходит на поверхность транзитная флюидопроводящая зона разломов, прослеживаемая на геодинамическом разрезе (см. рис. 1) через всю толщу земной коры в подошве пакета тектонических призм аллохтона. Дополнительным региональным геоструктурным признаком фокусировки сквозькоровых мантийных флюидов является выделяемая здесь сводовая структура внутри автохтона, верхняя часть которого гранитизирована. В пользу существенного влияния глубинного фактора на концентрацию золота в пределах Кулу-Тенькинской зоны свидетельствует и повышенное его содержание в верхнепермских отложениях Аян-Юряхской СФЗ [10].

Вторая зона устанавливается у выхода на поверхность из-под экранирующей аркогенной структуры Омuleвского блока верхней части дренажной системы пакета литопластин верхоянского комплекса, простирающейся по падению почти до границы М. Здесь наибольший интерес может представлять доступная для разведки «задавленная» часть неоавтохтонного клина в связи с экранирующим влиянием аркогенной структуры.

В заключение можно отметить следующее.

1. Для района уникальных колымских месторождений золота впервые создана актуалистическая глубинная геодинамическая модель земной коры. Реконструирована историческая последовательность процесса ее формирования при геологической содержательности слагающих разрез конструктивных элементов, представленных комплекса-



ми-индикаторами геодинамических режимов.

2. В процессе растяжения ЗК пассивной окраины, ее ступенчатого погружения по системе листрических разломов и утонения произошел разрыв коры и сформировалась зона спрединга. На отколовшейся Омuleвской глыбе при последующей субдукции сформировалась энсиалическая островная вулканическая дуга. Дальнейшая коллизия Омuleвского и Приколымского микроконтинентов с массивной окраиной обусловила в общих чертах складчато-надвиговую (покровно-чешуйчатую) структуру мезозойского ЦКС.

3. Образовавшиеся пакеты литопластин разделены зонами разрыва —скольжения, служащими естественными проводниками флюидопотоков северо-западной ориентировки совместно с сопряженными с ними субвертикальными близмеридиональными разрывными зонами ТМА, образующие региональную «дренажную систему», создали основной каркас локализации рудных месторождений и в значительной степени предопределили на поздних стадиях становления структуры размещение колымских россыпей.

4. Относительная консервативность морфоструктур верхней мантии на постколлизийном отрезке геологической истории ЦКС позволила квалифицировать линейные зоны градиентов поверхности М как термодинамические барьеры перераспределения и концентрации рудных компонентов во флюидопотоках в процессе их подъема в ЗК по проводникам дренажной системы. Построенные карты показали хорошую совместимость в размещении указанных барьеров и рудных месторождений ЦКС.

5. Предложенная глубинная геодинамическая модель ЗК в значительной степени по-новому трактует историю геологического развития, тектонику и металлогению ЦКС и требует соответственного пересмотра геолого-картографических основ выявления природных ресурсов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. — Л.: Недра, 1987.
2. Баллеста С.Т., Гонтова Л.И. Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83—90.
3. Жарков В.Н. Глубинное строение Земли. — М.: Наука, 1978.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.

Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976.

5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 2.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 3—12.
7. Имаев В.С., Козьмин В.М., Парфенов Л.М. Нео-тектоника и сейсмичность хребта Черского // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 182—185.
8. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
9. Научно-технические достижения в региональных геологических исследованиях и геологосъемочных работах в России / В.А. Амантов, В.М. Ахмет, Н.А. Гусев, и др.: Обзор. Сер. Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. М.: МГП «Геоинформарк», 1993.
10. Поисковые критерии золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд в углеродсодержащих терригенных толщах перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / А.А. Сидоров, Ю.И. Новожилов и др. // Прогноз, поиски и оценка золоторудных месторождений в черномсланцевых толщах. М., 1986. Вып. 84. С. 41—47 (Тр. ЦНИГРИ).
11. Сегалович В.И., Эйшлин Р.А. Окраины литосферных плит в разрезах земной коры Казахстана // Сов. геология. 1990. № 8. С. 56—61.
12. Сегалович В.И., Дмитриевская Ю.Е. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения // Изв. РАН Сер. геол. 1992. № 5. С. 129—144.
13. Сосунов Г.М., Ичетовкин Н.В., Гельман М.Л. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий, м-б 1:1 500 000. — Магадан, 1986.
14. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии / Л.М. Парфенов, Л.М. Натапов, С.Д. Соколов, Н.В. Цуканов // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68—78.
15. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока / Ю.А. Косыгин, Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный и др. — М.: Наука, 1984.
16. Чехов А.Д. Модель тектонической эволюции Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 6. С. 1928—1932.
17. Шманенко Ю.С., Роз Н.К. Строение мегасвода по геофизическим данным // Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня. М., 1985. С. 30—38.
18. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.
19. Эйшлин Р.А., Курбанаева И.А., Шманенко Ю.С. Физико-геологическое обоснование геодинамической модели земной коры Северо-Востока Евразии (Центрально-Колымский район): Тез. докл. // Школа-семинар «Тектоника и минералогия Северо-Востока СССР». Магадан, 1990. С. 261—265.
20. Эйшлин Р.А., Шманенко Ю.С., Курбанаева И.А. Принципиальная геодинамическая модель Центрально-Колымского региона с позиции тектоники плит: Тез. докл. // VII советско-японский симпозиум «Геологическая эволюция и строение Азиатского континента и окраинных морей северо-западной части Тихого океана». Магадан, 1991. С. 56—57.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.



## О металлогеническом значении сквозных систем в нарушении дна Тихого океана

М.А.ФАВОРСКАЯ, С.М.ЖДАНОВ (ИГЕМ)

Все актуальнее встает вопрос о закономерностях размещения полезных ископаемых на дне океанов. Много работ посвящено тектоническому строению дна различных океанов, их геофизическим аномалиям, особенностям проявляющегося в их пределах вулканизма и другим, более частным, вопросам. Большое внимание исследователей привлекают железо-марганцевые конкреции дна океанов. Накапливаются данные о выходах массивных сульфидов на океаническом дне и их связи с действующими и потухшими вулканами.

На основании накопленных данных делаются первые попытки создания концепции металлогении дна Мирового океана. Так, в марте 1991 г. в Центральном Научно-Исследовательском Геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) состоялось совещание на тему «Металлогения современных и древних океанов» [13]. При этом участники совещания в своих докладах подходили к рассматриваемым проблемам с позиций мобилизма.

Существенный вклад в разработку металлогении океанов внесен С.И.Андреевым и Б.Х.Егизаровым с соавторами [14], выдвинувшими представления о ведущей металлогенической роли трех различных звеньев срединно-океанических хребтов: Индо-Тихоокеанского, Индо-Атлантического и Индо-Аравийского. При этом авторы упомянутой концепции рассматривают металлогенические особенности дна океанов в известном отрыве от соответствующих особенностей примыкающих к ним континентальных массивов.

Нет сомнения, что построение глобальной концепции металлогении океанов должно опираться на выявление связей металлогенических закономерностей дна океанов с соответствующими закономерностями на обрамляющих их континентах. Именно такой подход к изучению закономерностей размещения полезных ископаемых на дне океанов сформировался к настоящему времени в самостоятельное направление. Возникновение его относится к концу 60-х — началу 70-х годов, когда И.Н.Томсоном и М.А.Фаворской были выдвинуты представления о сквозных рудоконцентрирующих

структурах (СРС), секущих границы перехода от коры континентального типа к коре океанического типа [17]. Согласно этим представлениям, подобные линейные системы нарушений контролируют на континентах размещение наиболее крупных рудных объектов в пределах той или иной рудной провинции.

Почти одновременно с этим к близким представлениям пришел американский исследователь Я.Кутина [27], отметивший, что отдельные широтные пояса нарушений, контролирующие на Северо-Американском континенте размещение крупных рудных узлов, находят свое продолжение на дне Тихого океана в известных зонах нарушений — Мендосино, Меррей и Пайонир.

Вслед за статьей Я.Кутины вышла в свет публикация одного из авторов данной статьи [18], в которой была сделана попытка привлечь для выявления закономерностей размещения рудных месторождений на дне океанов представления о сквозных рудоконцентрирующих структурах. В статье были приведены данные о продолжении на дне Тихого океана выделенных автором на Южно-Американском континенте СРС. В дальнейшем проблеме СРС и их продолжениям на дне океанов была посвящена обширная литература [4, 12, 8, 16, 20], а в феврале 1986 г. в Москве состоялось Всесоюзное совещание на тему «Сквозные рудоконцентрирующие структуры».

Важный импульс к развитию представлений о СРС, как структурах, связующих металлогенические закономерности, свойственные как континентам, так и океанам, придал также проект, выдвинутый Я.Кутиной на 6-м симпозиуме Международной ассоциации генезиса рудных месторождений (МАГРМ) и Комиссии по тектонике рудных месторождений в Санта-Фе (Нью-Мехико) в сентябре 1982 г. Общее название этого проекта: «Параметры, контролирующие распространение крупных рудных месторождений, рудных кластеров, рудных поясов и металлогенических провинций» [29]. Один из его разделов озаглавлен: «Возможное родство между разломной тектоникой современных океанов и чертами глубинной



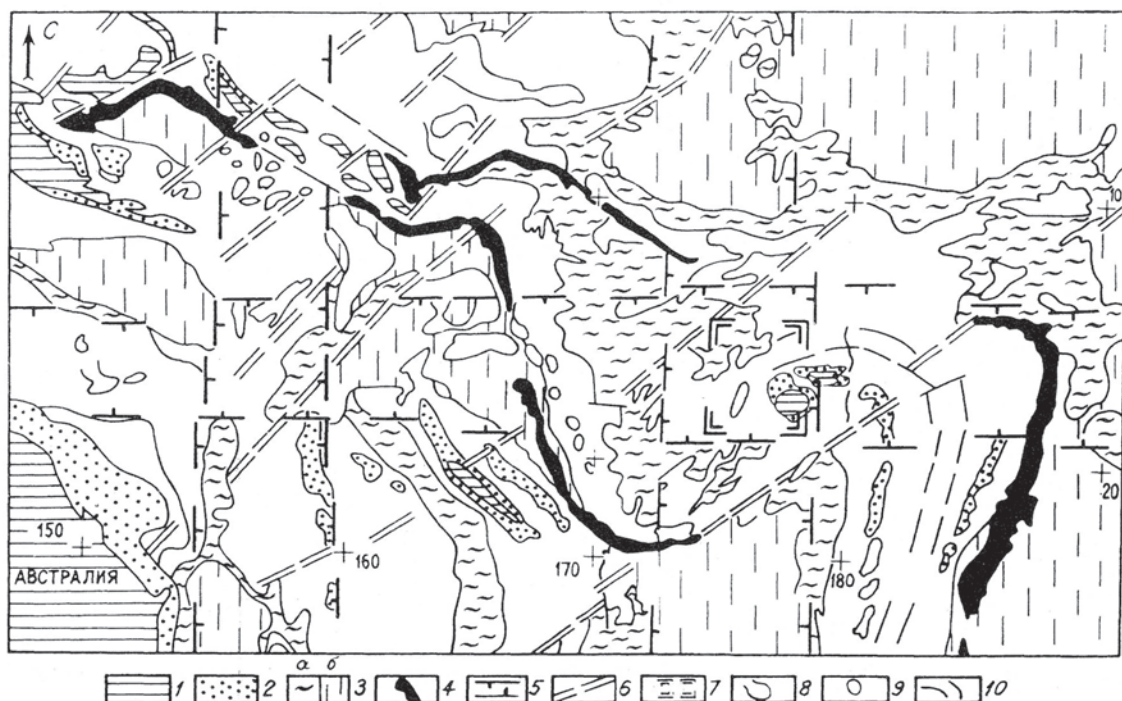


Рис. 1. Морфоструктурная схема западной части дна Тихого океана:

1 — суша; 2 — мелководье; 3 — области опусканий: а — относительных, б — интенсивных; 4 — глубоководные желоба; границы: 5 — сквозных систем нарушений, 6 — линейментов северо-восточного простирания, 7 — морфоструктурного узла Тавуа; 8 — фрагменты изобат; 9 — малые морфоструктуры; 10 — прочие линейменты

тектоники современных континентальных регионов».

На упомянутом симпозиуме (МАГРМ) Я.Кутина сделал доклад на тему, отвечающую этому разделу проекта. В опубликованном в дальнейшем докладе [28] он вернулся к своему высказыванию о том, что широтные металлогенические пояса на территории США коррелируются с положением широтных зон разломов дна восточной части Тихого океана. Расширяя эти представления, автор утверждал, что структурные пояса на территории США находят непосредственное продолжение в соответствующих структурах Китая. В пользу этого говорят в частности данные Янг Меи и М.А.Каий [25], отметивших тесную связь между линейментами территории Китая и прилегающих акваторий.

Одним из наиболее важных положений металлогенической концепции, основанной на представлениях об СРС, является взгляд на крупные и уникальные месторождения полезных ископаемых как на геологические аномалии [8, 18]. Подобные аномалии — следствие участия в их образовании наиболее глубоких процессов, приурочены к узлам длительной эндогенной активности (УДЭА). Последние расположены в преде-

лах СРС дискретно в местах их пересечения разнонаправленными разломами. К числу аномальных геологических признаков УДЭА относятся: повышенная тектоническая нарушенность, специфический состав изверженных пород, отличный от фона магматических проявлений, своеобразные литологические признаки и повышенная длительность и многоэтапность эндогенных процессов.

Сказанное заставляет при изучении металлогении дна океанов уделять особое внимание узлам пересечения предполагаемых СРС разнонаправленными разломами, т. к. выделение подобных узлов может служить основой для прогноза при поисках рудных объектов.

Отметим, что на роль тектонических узлов в размещении рудных объектов, включая и скопления железомарганцевых конкреций, обращали внимание многие исследователи. Так, С.И.Андреев с соавторами [5] указывает на тройные сочленения литосферных плит как на участки активной эндогенной деятельности. К идее о роли тектонических узлов в размещении природных ресурсов Мирового океана пришли также З.К.Байбулатова и Е.Н.Востоков [1]. При этом характеристика описываемого ими

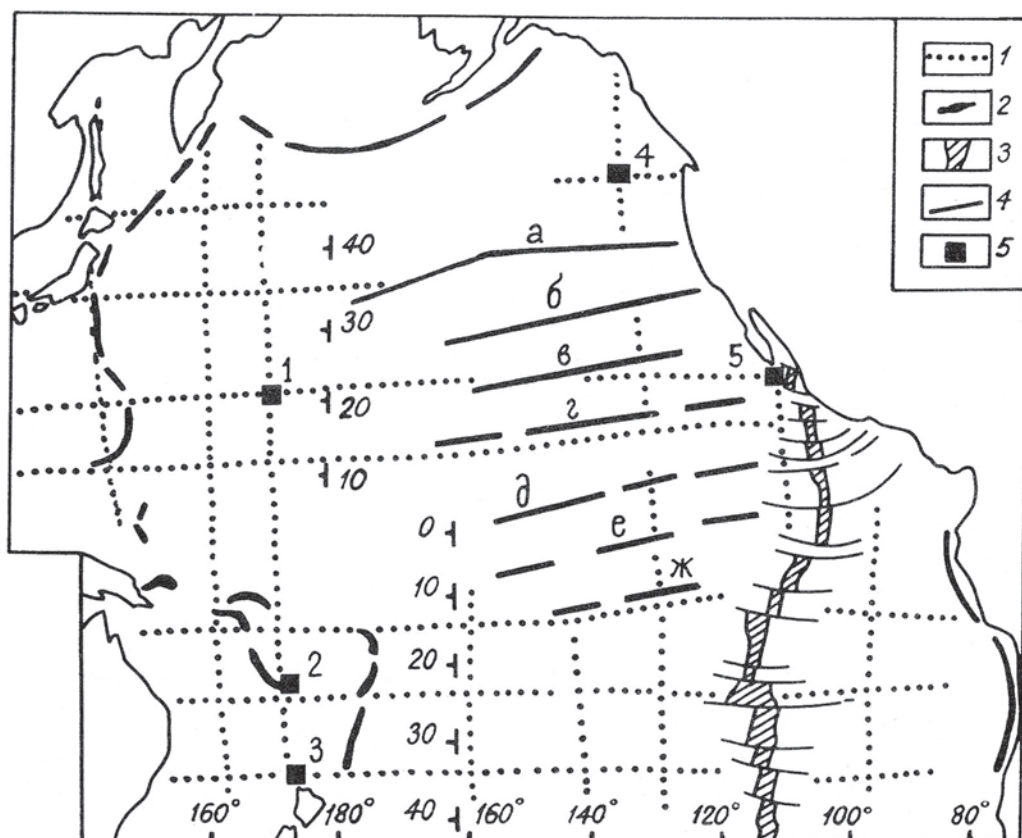


Рис. 2. Схема сквозных систем нарушений дна Тихого океана:

1 — сквозные системы нарушений; 2 — глубоководные желоба; 3 — Срединно-Тихоокеанское поднятие; 4 — трансформные разломы: а — Мендосино, б — Миррей, в — Молокай, г — Клариян, д — Клиппертон, е — Галапагос, ж — Маркус; 5 — морфоструктурные узлы: 1 — гор. Маршалла, 2 — Тавуа, 3 — Хаураки, 4 — Хуан де Фуко, 5 — Срединно-Тихоокеанского поднятия

типа узлов по существу совпадает с той, что была дана подобным структурам в упомянутых выше более ранних публикациях некоторых авторов.

К изучению СРС и УДЭА на континентах как один из ведущих методов привлекается морфоструктурный анализ рельефа, приемы которого были целенаправленно разработаны за последние годы И.К.Волчанской, Н.Т.Кочневой и Е.Н.Сапожниковой [3, 4]. Следуя методам упомянутых исследователей, С.М.Ждановым, проведен анализ морфоструктурных элементов дна Тихого океана на основе изданной в Канаде в 1984 г. генеральной батиметрической карты океанов ГЕВСО [24] масштаба 1: 10 000 000.

Следует напомнить, что одной из важных особенностей СРС на континентах является скрытый, неявно выраженный характер их проявления на отдельных отрезках вдоль простирания. Вследствии этого и их возможные продолжения на дне океанов могут трассироваться рядом второстепенных признаков, анализ которых позволяет просле-

дить их простирание. Так, выделяется подчиненность глобальным структурным линиям ориентировки малых и средних морфоструктур, группирующихся по соответственным простираниям.

В качестве примера выделения СРС на основании анализа размещения средних и малых морфоструктур авторами была выполнена схема (рис. 1), на которой отражен участок дна океана в западной его части. На этом рисунке показан фрагмент меридиональной СРС — 175—180° в.д. Ее граница подчеркнута очертаниями Западного и Южного морей Фиджи меридиональной ориентировки, границами и ориентировкой средних и малых морфоструктур, меридиональными отрезками изобат.

На рис. 1 также показана широтная СРС — 15—18° ю.ш., которая подчеркнута границами крупных впадин, цепочками малых морфоструктур, широтными отрезками изобат, изгибом глубоководного желоба, цепочками островов.

Размеры статьи не позволяют иллюстри-



ровать всю акваторию океана при выделении СРС, поэтому на рис. 2 авторы отразили результаты подобного анализа в схематической форме.

К важнейшим субмеридиональным структурам дна Тихого океана относится, как известно, Срединно-Тихоокеанское поднятие. Широтные и субширотные структурные элементы четко выражены в провинции Лос-Жа океана в виде так называемых трансформных разломных зон: Мендосино, Пайонир, Миррей, Молокаи, Кларион, Клиппертон, Галапагос (см.рис. 2).

Согласно А.М.Городницкому с соавторами [7], под зонами трансформных разломов установлены области разуплотнения коры и верхней мантии, находящие отображение в аномалиях силы тяжести и в сейсмических разрезах. Кроме того, согласно этим авторам, к некоторым зонам трансформных разломов приурочены глубинные источники магнитных аномалий.

Необходимо отметить, что для северо-западной части Тихого океана сквозные системы ортогональной сети были в недавнее время на основе морфоструктурного анализа выделены Е.Н.Сапожниковой [4]. В ее работе рассмотрен вопрос о глубинности заложения широтных поясов ортогональной сети сквозных систем нарушений провинции. Они отражены на поверхности Мохо, являются границами крупных элементов континентальной окраины и по ним происходит горизонтальное смещение этих участков. На то, что в пределах дна Тихого океана характерно преобладание площадей с широтноориентированными структурами, обращает внимание Б.И.Дмитриева [9].

Кроме меридиональных и широтных систем нарушений выделяются несколько крупных прерывистых линеаментов диагональной ориентировки, пересекающих огромные площади. Следует отметить, что вдоль отрезков этих линеаментов в западной части Тихого океана смещаются отдельные участки сквозных систем нарушений, а также прямых элементов рельефа — глубоководных желобов, групп островов (см.рис. 1).

Участки пересечения сквозных систем нарушений ортогональной сети между собой и с некоторыми диагональными разломами по своей структурной позиции отвечают узлам длительной эндогенной активности, установленным на континентах.

На основании морфоструктурного анализа поверхности дна Тихого океана и имеющихся данных об СРС обрамляющих его континентов подтвердим на новом материале высказанные ранее положения о том, что некоторые из числа широтных систем нарушений пересекают границы континентов и

океанов и в отдельных случаях имеют трансокеаническую природу.

Выделение подобных систем нарушений глобальной сети позволяет с учетом имеющихся данных по размещению крупных месторождений на Азиатском и Американских континентах отнести океанические звенья этих систем к числу рудоконцентрирующих. Ранее [8, 18] нами был проведен анализ имеющихся данных для выделения систем нарушений, отвечающих: 33—35; 21—25; 17—20 и 10—12 ° ю.ш. на дне Тихого океана. При этом было показано, что на их продолжении на Южно-Американском континенте расположен ряд крупных рудных месторождений. Позднее на 21—22 ° ю.ш. в пределах Срединно-Тихоокеанского поднятия было установлено крупное скопление сульфидов [6].

Анализ морфоструктурных особенностей строения дна Тихого океана и привлечение геологических и металлогенических данных позволяет в настоящее время выделить аналогичные структуры в северном полушарии и меридиональные структуры того же типа. Многие из них прослеживаются в качестве рудоконцентрирующих на прилегающих континентах, а некоторые контролируют выходы массивных сульфидов на дне океана и рудные объекты на островах\*.

Среди широтных систем нарушений заслуживают внимания следующие (см.рис. 2).

1. Протяженная система нарушений в интервале 45—47 ° с.ш., контролирующая два выхода массивных сульфидов, приуроченных к различным долготам на дне океана. На Азиатском континенте она прослежена по морфоструктурным, геологическим и геофизическим данным и определяет положение Кавалеро-Дальнегорской и Бикинской СРС в Приморье [2, 19]. Вблизи Американского континента к ней приурочен подводный выход сульфидов Хуан де Фуко (см.рис. 2, узел 4).

2. В интервале 33—35 ° с.ш. на Азиатском континенте расположена широтная зона дислокаций Цинлинь [16]. В восточной части океана она представлена как зона Мендосино. К ней принадлежат месторождения о.Хонсю, а на Американском континенте ряд рудных месторождений.

3. Система нарушений в границах 20—23 ° с.ш. на Азиатском континенте прослеживается по геологическим, морфоструктурным и геофизическим признакам [16]. К ней приурочены рудоносные площади на

\* Приводимые далее сведения о положении выходов массивных сульфидов и других гидротермальных проявлений на дне океана взяты из статей И.С.Грамберга с соавторами [6], П.А.Рона [30] и Мак Келви [26].



юге Китая, железорудные и марганцевые месторождения Индии. На дне океана она отвечает зоне Молокаи и прослеживается по морфоструктурным признакам на запад от  $175^{\circ}$  з.д. до глубоководного желоба и далее менее отчетливо на дне Южно-Китайского моря. На протяжении этой структуры на дне океана отмечен ряд выходов базальтов с повышенным содержанием калия, а на ее пересечении с  $140\text{--}142^{\circ}$  в.д. установлены выходы сульфидных руд на фоне упомянутых базальтов аномального состава.

4. Структура в границах  $10\text{--}13^{\circ}$  с.ш. Судя по схеме (см.рис. 2), на востоке эта система нарушений прилегает к зоне Клариион, а к западу от  $165^{\circ}$  з.д. продолжается как широкая зона нарушений, простирающаяся между зонами Клариион и Клиппертон.

По данным В.М.Юбко [21], широтный разлом Безымянный, расположенный в этой зоне, является рудоносным. В упомянутых границах широтная структура выделена и на морфоструктурной схеме Азиатского континента, где к ней приурочены рудные месторождения Индокитая [16]. Полоса шириной  $100\text{--}150$  км, расположенная между разломами Клариион и Клиппертон и ориентированная широтно, характеризуется высокой концентрацией базальтовых лав щелочного уклона [21]. На участке дна океана с координатами  $12\text{--}13^{\circ}$  с.ш. и  $104^{\circ}$  з.д. отмечены выходы сульфидных руд.

5. На выделенных ранее [18] широтных нарушениях в южном полушарии отмечаются выходы подводных сульфидов на  $10$  и  $15^{\circ}$  ю.ш. при пересечении со Срединно-Тихоокеанским поднятием.

Среди меридиональных систем нарушений интерес представляют некоторые, контролируемые выходы массивных сульфидов на дне океана. Сюда относятся структуры, простирающиеся вдоль  $109\text{--}112$  и  $130^{\circ}$  з.д. Особый интерес представляет система нарушений, прослеживающаяся от Новой Зеландии до Чукотки в виде подставляющих друг друга подводных хребтов и цепочек островов (см.рис. 1). По простираанию она несколько смещается с юга на север от  $175\text{--}180$  до  $170\text{--}175^{\circ}$  в.д. К этой структуре приурочены известные месторождения золота Хаураки (Новая Зеландия) и Тавуа (Фиджи).

Е.М.Рудич [15] со ссылкой на Дж.Киркпатрик отмечает, что в пределах Императорского хребта вулканизм в границах этих долгот прошёл три стадии развития: на первой изливались толеиты, на второй щелочные базальты и гавайиты, а на третьей (послеэрозионной) — небольшие объёмы щелочных базальтов. Здесь, таким образом, проявляется более общее положение, согласно которому сквозные системы наруше-

ний характеризуются длительной эволюцией магматических процессов.

Линеамент  $130^{\circ}$  з.д. контролирует положение подводного выхода сульфидов в хр.Хуан де Фуко (см.рис. 2, узел 4). Линеамент  $110\text{--}115^{\circ}$  з.д. также определяет положение выходов сульфидов на дне океана. Продолжение его прослеживается на Северо-Американском континенте, где к нему приурочен ряд крупных рудных месторождений.

Аномальные особенности СРС на дне океана подчеркиваются также распределением как самих железо-марганцевых конкреций, так и тех из них, в которых отмечены максимальные содержания Ni и Cu, с одной стороны, или Co, с другой. В этом отношении чрезвычайно информативны данные, приводимые Д.Кроненом [10]. Участки на дне Тихого океана, где конкреции особенно многочисленны, представляют собой широкую полосу широтного простираания. Эта полоса примерно ограничивается параллелями  $12\text{--}15^{\circ}$  с.ш., совпадая с зоной, отмеченной выше в интервале Клариион—Клиппертон ( $10\text{--}13^{\circ}$  с.ш.).

Очень важно для суждения о генезисе железо-марганцевых конкреций и то, что и приводимые Д.Кроненом схемы распределения повышенных содержаний в конкрециях Ni и Cu или Co также свидетельствуют о влиянии широтной структуры нарушений на дне океана. В первом случае эта полоса простирается в пределах  $10\text{--}12^{\circ}$  с.ш. на участке  $160\text{--}180^{\circ}$  з.д. и расширяется до  $20^{\circ}$  с.ш. к западу от этой зоны. Что же касается наиболее значительного по размерам поля с содержанием кобальта в конкрециях более  $0,5\%$ , то оно вытянуто в широтном направлении между  $10$  и  $20^{\circ}$  с.ш. и  $170^{\circ}$  з.д. и  $150^{\circ}$  в.д.

Приведенные данные являются, по нашему мнению, еще одним свидетельством повышенной эндогенной активности широтных зон нарушений в условных границах  $10\text{--}20^{\circ}$  с.ш. Как было отмечено выше, в этом интервале широт на Азиатском континенте расположен ряд крупных месторождений, связанных с СРС.

Таким образом, на основании данных морфоструктурного анализа, некоторых геологических данных и отрывочных сведений о положении выходов сульфидных руд и марганцевых конкреций намечаются фрагменты структуры рудоконцентрирующего типа на дне океана, являющиеся в большинстве случаев продолжением СРС прилегающих континентов.

Узлы повышенной эндогенной активности на дне океана приурочены к пересечению ортогональных систем нарушений и отраже-



ны на схемах сквозных систем нарушений (см.рис. 1 и 2).

Признаками многих из них, помимо их принадлежности к описанным выше СРС, являются:

- а) длительность и многофазность развития вулканизма;
- б) аномальный по отношению к фону петрохимический состав базальтов;
- в) присутствие вулканических аппаратов;
- г) повышенная сложность строения рельефа.

Кроме того среди узлов, выделенных на схеме (см.рис. 2) большинство, судя по литературным данным, контролируют подводные выходы массивных сульфидов или рудных месторождений на островах. В числе таких узлов могут быть отмечены следующие: 1) 45—48° с.ш., 130° з.д.; 2) 20—21° с.ш., 140—142° в.д.; 3) 20—21° с.ш., 109° з.д.; 4) 10—13° с.ш., 112° з.д.; 5) 18—20° с.ш., 175—180° в.д.; 6) 18—20° ю.ш., 112° з.д.; 7) 35—37° ю.ш., 175—180° в.д.; 8) 33—35° ю.ш., 175—180° в.д.; 9) 45—46° с.ш., 170—180° в.д.; 10) 20—21° с.ш., 110—112° з.д.

Размеры журнальной статьи не позволяет описать все выделенные узлы, а только некоторые из числа тех, которые приурочены к пересечениям наиболее активных, предположительно рудоконцентрирующих, сквозных систем нарушений. Многие из таких узлов, как упомянуто выше, сопровождаются известными рудными проявлениями, другие могут быть условно выдвинуты как прогнозные.

Ранее нами, на основе анализа имеющихся литературных данных, было дано краткое описание узла, определяющего положение золоторудного месторождения Хаураки (Новая Зеландия) (см.рис. 2, узел 3) [19]. Этот узел расположен на пересечении отмеченных выше активных сквозных систем нарушений 33—35° ю.ш. и 175—180° в.д. В пределах узла господствуют меридиональные простирания структур. Начало магматической активности относится к доюрскому времени, однако интенсивный вулканизм и рудообразование произошли в неогене. Преобладали эффузивы средней основности, но на завершающем этапе магматизма в плейстоцене произошло излияние щелочных оливиновых базальтов. Рудный процесс датируется поздним миоценом—ранним плиоценом и сопровождался привносом калия. Таким образом, узел характеризуется многоэтапностью магматизма и тенденцией к повышению щелочности эндогенного процесса в ходе его развития.

Характерная особенность еще одного золоторудного узла Тавуа (см.рис. 1) [19] — его приуроченность к вулкану, расположен-

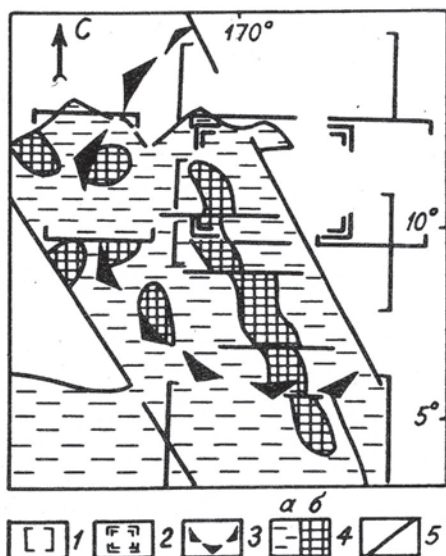


Рис. 3. Морфоструктурный узел подводных гор Маршалла:

границы: 1 — сквозных систем нарушений, 2 — морфоструктурного узла, 3 — полукольцевой структуры; 4 — области: а — опусканий, б — поднятий; 5 — линеаменты

ному на пересечении СРС 17—20° ю.ш. и отмеченной выше протяженной меридиональной структуры.

Присутствие вулканической постройки — также отличительная черта узла, связанного с пересечением упомянутой выше глобальной меридиональной структур (170—180° в.д.) и широтной (45—46° с.ш.). В его пределах расположен гийот Суйко, сопровождающийся рядом вулканических аппаратов [15]. В строении узла, наряду с широтными и меридиональными, значительная роль принадлежит северо-западным нарушениям. Эндогенный процесс продолжался здесь от позднего мела до позднего палеогена, причем толеитовые базальты сменялись щелочными. В пределах узла отмечены гидротермальные факелы. Приведенные особенности позволяют прогнозировать в его пределах выходы сульфидов.

Еще одним перспективным в отношении обнаружения рудопоявлений можно считать узел 1, расположенный на пересечении все той же глобальной меридиональной структуры (170—180° в.д.) с широтной системой нарушений 10—13° с.ш. (рис. 3). Внутреннее строение узла определяется полукольцевой структурой, опирающейся на северо-западное нарушение. Отмечено длительное развитие магматического процесса от излияния предпозднеальбских до

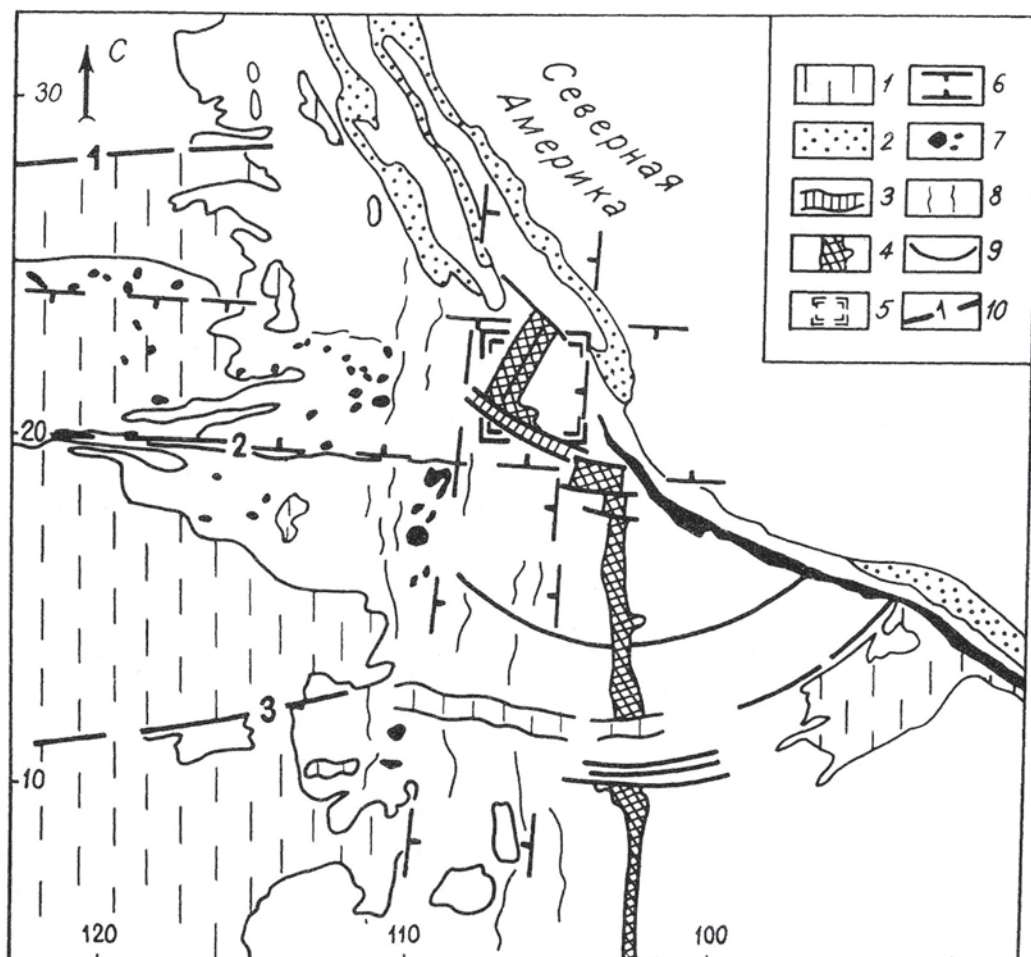


Рис. 4. Морфоструктурная схема восточной части дна Тихого океана:

области: 1 — опусканий, 2 — мелководья; 3 — линейные малые морфоструктуры; 4 — Срединно-Тихоокеанское поднятие; границы: 5 — морфоструктурного узла, 6 — сквозных систем нарушений; 7 — останцовые возвышенности; 8 — фрагменты изобат; 9 — прочие линеаменты; 10 — трансформные разломы: 1 — Молокай, 2 — Клариян, 3 — Клиппертон

среднепалеоценовых базальтов, причем более поздние являются более щелочными [15].

Из числа наиболее хорошо изученных узлов, сопровождающихся выходами массивных сульфидов на дне океана, следует упомянуть узел, приуроченный к хр.Хуан де Фуко (см.рис. 2, узел 4) и расположенный на пересечении систем нарушений  $45\text{--}46^\circ$  с.ш. и  $130^\circ$  з.д. [11]. Выходы массивных сульфидов здесь приурочены к вулканической постройке горы Осева, представляющей собой вулкан центрального типа, сопровождающийся кальдерой обрушения. Изливания базальтов в пределах узла произошли в сравнительно недавнее время и протекали прерывисто в интервале от 60 до 3000 лет. Гидротермальные образования расположены на дне кальдеры в пределах наиболее

молодых базальтовых покровов и контролируются разломами меридионального простирания.

Некоторые из установленных к настоящему времени выходов сульфидных руд приурочены к осевой зоне Срединно-Тихоокеанского поднятия. Общая характеристика их, и, в том числе, узла на широте  $20\text{--}21^\circ$  с.ш. (рис.4), приведена И.С.Грамбергом с соавторами в работе [6]. Они отмечают, что главными рудоконтролирующими структурами упомянутых выходов сульфидов являются трещины в осевом грабене рифта, где изливаются наиболее молодые лавы и расположены кальдеры вулканов центрального типа. Вышеотмеченный узел  $20\text{--}21^\circ$  с.ш. и  $109\text{--}112^\circ$  з.д. принадлежит к сегменту Таманья-Ривера [23] и характеризуется, согласно К.Крэнну [22], зональностью текто-



нического строения с центральной зоной, сложенной вулканической экструзией.

Для морфоструктурного строения упомянутого узла 5 характерно наличие крупных дуговых линейментов, соответствующих разломам Срединно-Тихоокеанского поднятия (см. рис. 4). В пределах узла находится самый северный сегмент Срединно-Тихоокеанского поднятия, смещенный к северо-западу по разломным зонам северо-западной ориентировки. Один из самых крупных линейментов, показанный на рис. 4 и соответствующий разлому Ривера, с юга поддается широкой линейной зоной морфоструктур, отвечающей, вероятно, зоне приразломной складчатости.

Резюмируя все сказанное с СРС и узлах длительной эндогенной активности (УДЭА) на дне Тихого океана, следует вернуться к проблеме геологических аномалий, которыми в большинстве случаев характеризуются как сами СРС, так и приуроченные к ним УДЭА. К числу их относятся для СРС аномалии в химическом составе базальтов с тенденцией к увеличению щелочности в процессе развития вулканизма, особенности распределения железо-марганцевых конкреций как любого состава, так и с повышенным содержанием примесей Cu, Ni или Co, и особенности распределения рудных объектов. К числу аномалий, сопровождающих УДЭА, помимо упомянутых петрохимических особенностей и появления рудных объектов, относятся также повышенная сложность строения рельефа и, в отдельных случаях, длительность эндогенных процессов.

Подводя итоги всему сказанному, следует, в первую очередь, отметить, что концепция сквозных рудоконцентрирующих структур получает дальнейшее обоснование при анализе металлогенических особенностей океанического дна. Строение дна Тихого океана и проявленные в его пределах эндогенные процессы позволяют выделить фрагменты трансокеанических рудоконцентрирующих систем нарушений, имеющих продолжение на обрамляющих океан континентах. Это, в свою очередь, способствует выделению на океаническом дне участков, наиболее перспективных при поисках рудопроявлений.

Наряду с подобными основополагающими выводами изложенные представления позволяют коснуться и некоторых других, спорных вопросов, таких например, как источники рудного вещества при образовании железомарганцевых конкреций. Приуроченность зон распространения этих образований к системам глубинных нарушений делает наиболее вероятным глубинный, возможно мантийный, источник рудных эмана-

ций, формирующих упомянутые конкреции.

И, наконец, следует сказать, что авторы рассматривают свое исследование как первое приближение к прогнозу при поисках рудных месторождений на дне океана. В своем анализе закономерностей размещения рудных объектов мы опирались на ограниченный фактический материал и стремились, в первую очередь, наметить путь к дальнейшим исследованиям.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байбулатова З.К., Востоков Е.Н. Тектонические узлы Мирового океана и их роль в размещении природных ресурсов // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана и шельфовых областей. — Л., 1989. С. 36—47.
2. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. — М.: Наука, 1982.
3. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. — М.: Наука, 1975.
4. Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1990.
5. Геофизические критерии конкреционности дна Тихого океана/С.И. Андреев, Н.И. Гуревич, С.М. Красюкова и др. // Геолого-геофизические исследования в Тихом океане. — Л., 1985. С. 17—39.
6. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане/И.С. Грамберг, С.Г. Краснов, А.К. Айнемер и др. // Сов. геология. 1990. № 12. С. 81—91.
7. Городницкий А.М., Корякин Е.Д. О возможной природе областей разуплотнения литосферы в зонах трансформных разломов // Геология морей и океанов. Т. 2. — М., 1988. С. 27—28.
8. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. — М.: Недра, 1974.
9. Дмитриева Б.И. О закономерностях простираения морфоструктур дна океанов // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1987. № 4. С. 24—32.
10. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. — М.: Мир, 1983.
11. Лисицын А.П. Геологическое строение и гидротермальные образования хребта Хуан де Фуко. — М.: Наука, 1990.
12. Межеловский М.А., Фаворская М.А., Томсон И.Н. Изучение сквозных рудоконцентрирующих структур в прогнозных целях. — М.: изд-ие Мин. Геол. СССР, 1989.
13. Металлогения современных и древних океанов. — М.: НТК «Геоэксперт», 1992.
14. Металлогения Мирового океана/С.И. Андреев, Б.Х. Егизаров, А.И. Айнемер и др. // Сов. геология. 1990. № 12. С. 58—64.
15. Рудич Е.В. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1984.
16. Рудоконцентрирующие структуры Азии/М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. — М.: Недра, 1983.
17. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Сов. геология. 1968. № 10. С. 6—19.
18. Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники // Сов. геология. 1971. № 11. С. 3—19.
19. Фаворская М.А., Виноградов Н.В. Особенности структурного положения и магматизма крупных



- золоторудных узлов // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1980. № 6. С. 82—95.
20. Фаворская М.А. Основные проблемы связи оруденения и магматизма. — М.: Наука, 1987.
  21. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариион—Клиппертон Тихого океана // Сов. геология. 1990. № 12. С. 72—80.
  22. Crane K. Hydrothermal Activity and Crestal structure of the East Pacific Rise at 21° N. Journal of Geophys. research. Vol. 82, N 10, 1977. P. 5336—5348.
  23. Francheteau Y., Ballard R.D. The East Pacific Rise near 21° N, 13° N and 20° S; inferences for along strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge. Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. N 1. P. 93—116.
  24. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) Mercator Projection Scale 10.000.000 at the Equator. Heights and depths in meters Scripps Institution of Oceanography, La Jolla California 92093 U.S.A. Published by the Canadian Hydrographic service, Ottawa, Canada, 1984.
  25. Jiang Mei and M.A.Kaiye. The magnetic Lineament Map of China and Adjacent Sea Areas. Abstract YAGOD/ETED workshop 1985. P. 27.
  26. McKelvey V.E. Sulfide Deposits on the Mid Ocean Ridges of the East Pacific. U.S. Geol. survey Bull. Dep. of interior N 1689A. 1986. P. 80—83.
  27. Kutina I. Hydrathermal Ore Deposits in the Western United states: A New Concept of Structural Control of Distribution. Science. Vol. 165. 1969. P. 1113—1119.
  28. Kutina J. Possible Relationships between Fracture Patterns of the Present Oceanic Areas and the Basement Fracture Patterns of the Present Continental Areas. Global Tectonic and Metallogeny. Vol. 3. N 1. 1985. P. 11—13.
  29. Parameters Controlling the Distribution of Large Ore Deposits, Ore Clusters, Mineral Belts and Metallogenic Provinces. An international project organized by YAGOD/CTOD. Global Tectonic and Metallogeny. Vol. 1. N 4. 1982. P. 440—442.
  30. Rona P.A. Hydrothermal Mineralization at Oceanic Ridges. Canadian Mineralogist. Vol. 26. Part 3. 1988. P. 431—465.

УДК.553.068.5

© Г.А. Кальной, В.В. Чешуин, 1994

## Особенности применения геологических и геофизических методов при съемке Арктического шельфа

Г.А. КАЛЬНОЙ, В.В. ЧЕШУИН (Центральноарктическая геологоразведочная экспедиция)

Морская партия Центральноарктической геологоразведочной экспедиции в течение ряда лет проводит морские геологосъемочные работы в мелководной части шельфа, обрамляющего п-ов Челюскин, первоначально (1986—1990 гг.) региональную геологическую съемку шельфа масштабов 1:1 000 000 и 1:500 000, а с 1990 г. — масштаба 1:200 000 (ГСШ-200). Производство указанных работ на больших площадях с применением широкого комплекса геолого-геофизических методов в арктических условиях явилось уникальным как по новизне и новаторству, так и по возникшим трудностям. Сотрудники морской партии накопили определенный опыт проведения геологосъемочных работ на шельфе центрального сектора Российской Арктики, которым авторы хотят поделиться в настоящей статье.

В соответствии с инструктивными установками геологосъемочные работы на шельфе планируются (за исключением поисков нефти и газа) в первую очередь в пределах известных россыпных зон с целью создания геологической основы для проведения поисков на конкретные виды россыпеобразующих металлов и минералов. Это обуславливает их направленность на изучение комплекса рыхлых, россыпемещающих отложений морского дна, определение закономерностей их размещения в разрезе и по акватории, состава и металлоносности, выявление

и прогнозную оценку ресурсов россыпных полезных ископаемых, составление комплекта итоговых карт с выдачей конкретных рекомендаций по направлению дальнейших работ. Для решения указанных задач действующими инструкциями рекомендуется ряд прямых геологических и дистанционных, преимущественно геофизических методов, которые включают электро- и магниторазведку, сейсмоакустику, эхолотирование, детальную аэросъемку мелководной акватории, отбор донных проб и бурение скважин с отбором керна по определенной сети. В целях экстраполяции особенностей геологического строения также изучается прибрежная часть суши и островов традиционными геологосъемочными методами. Процессы современного россыпеобразования и литодинамики донных отложений исследуются гидрологическими и натурными геологическими методами.

Выбор конкретного комплекса методов геологического картирования шельфа определяется особенностями геолого-геоморфологического строения территории, а также, в большой степени, природно-климатическими условиями. Так, в соответствии с рекомендациями\* юго-восточная часть Карского

\* Временные методические рекомендации по региональным и поисковым работам на россыпи олова, золота и алмазов на шельфе арктических и дальневосточных морей СССР — Л.: Севморгеология, 1985.



моря и пролив Вилькицкого отнесены к первой группе акваторий, характеризующейся коротким (1,5—2 мес.) навигационным периодом и длительным (9—10 мес.) периодом стояния припайного морского льда. Таким образом, уже из этого вытекает главная особенность района — акцент на наледные условия проведения работ на шельфе.

Опыт использования плавсредств для донного опробования, а также сейсмоакустического профилирования и эхолотирования показал крайне низкую эффективность этих методов и полную их зависимость от ледово-климатических условий. Так, в 1987—1989, 1991—1992 гг. ледовая обстановка в районе была исключительно тяжелой: припайный лед практически сохранялся полностью или дрейфовал в непосредственной близости от уреза в форме паковых ледовых полей протяженностью десятки километров, что полностью сорвало планируемые работы с плавсредств. Да и анализ многолетней ледовой обстановки в проливе Вилькицкого и к западу — востоку от м. Челюскин указывает, что благоприятные для навигации годы с открытой водой в летние месяцы являются, скорее, аномальными. Это, в конечном счете, послужило основанием для полного отказа от методов исследования шельфа с плавсредств.

К сожалению, большинство геофизических методов, применяемых при морских работах, могут быть использованы только с плавсредств, а их наледные модификации либо вообще не разработаны (сейсмоакустика, эхолотирование), либо находятся на опытно-методической стадии (электроразведка).

Определяющий фактор при выборе технических средств проведения наледных работ при геологической съемке арктического шельфа — характер ледового покрова. В мелководной части прибрежной акватории, где они выполняются, ледовая обстановка, как правило, весьма сложна. Это и повышенная (2—3, а часто и 4 балла) торосистость, и частые подвижки ледовых полей, и долгоживущие открытые трещины. Здесь требуются специальные, приспособленные для арктических условий, легкие, мобильные, высокопроизводительные технические средства. Обязательными становятся как долгосрочный ледовый прогноз с использованием метеоспутников и аэрофотосъемок, так и оперативная ледовая разведка с провешиванием безопасных трасс передвижения.

Наиболее информативно для решения основных геолого-геоморфологических задач при морских работах бурение поисково-картировочных скважин с отбором керна и

комплексом сопутствующего опробования его. Не менее важен отбор проб с поверхности морского дна — донное опробование. Оба эти метода являются обязательными и основополагающими при любых морских геологических работах, и на примере эволюции технических средств для их проведения наиболее наглядна вся сложность и уникальность выполняемой на арктическом шельфе геологической съемки.

В первоначальном варианте для бурения скважин на акватории был применен станок механического бурения ЗИФ-650М, смонтированный в передвижном, утепленном буровом здании на тракторном расширенном шасси в комплексе с буровой мачтой. Бурение выполнялось с 100 % отбором керна и «всухую» — способ в общем-то традиционный при бурении по многолетнемерзлым рыхлым отложениям в арктическом регионе и неплохо зарекомендовавший себя при поисково-съемочных работах на прилегающей суше в 1982—1986 гг. Привод станка осуществлялся от электродвигателя, питаемого передвижной ДЭС, которая одновременно являлась источником энергообеспечения комплекса жилых и производственных передвижных балков. Этим достигалась высокая автономность буровой бригады — необходимое условие для работы в пустынных арктических районах.

Но уже в процессе проходки первых картировочных скважин в прибрежной полосе акватории Таймырского залива возникли трудноразрешимые проблемы. Во-первых, разрез рыхлых отложений морского дна оказался талым, водонасыщенным, с горизонтами кварцевых песков-пльвунов и алевроитов, зачастую напорных, а также плотных тугопластичных глин и суглинков, практически не поддающихся бурению «всухую». Это обстоятельство значительно осложнило процесс проходки скважин, увеличило затраты времени на трудоемкие работы по гидроизоляции и креплению ствола скважин, вызвало частые аварии и прихваты бурового инструмента, что в итоге привело к резкому снижению производительности бурения и удорожанию работ. В условиях частых подвижек ледового покрова как в вертикальном (прилив — отлив), так и в горизонтальном (дрейф ледовых полей) направлениях проходка скважины даже в течение 1—2 сут. становится просто опасным мероприятием. Произошло несколько обрывов колонн буровых и обсадных труб с потерей инструмента и, в конце концов, встал вопрос о прекращении буровых работ ввиду их повышенной опасности и неэффективности. Было решено заменить способ бурения на более соответствующий фактическим геологическим условиям проходки, хо-



тя это и связано со значительными организационными трудностями.

После предварительных опытно-методических и технологических работ для бурения поисково-картировочных скважин в пределах акватории используется модифицированная для арктических условий установка КГК-100 с обратной промывкой и гидротранспортом керна. Она размещена в легком передвижном балке на полозьях в комплексе с буровой мачтой и промывочно-керноприемной системой. Изменена промывочная система с целью использования в качестве промывочной жидкости «заборной» морской воды; более компактно переоборудовано керноприемное устройство.

К настоящему времени в рамках региональных работ и ГСШ-200 установкой КГК-100 пробурено 150 скважин общим объемом около 7500 м. Многолетний успешный опыт использования установки убедительно показывает, что из всех имеющихся современных отечественных буровых установок она наиболее полно отвечает требованиям морских геологоразведочных работ на Арктическом шельфе.

Основные достоинства КГК следующие.

1. Высокая производительность бурения, достигающая в зависимости от сложности вскрываемых разрезов 100—200 м за одну смену. Это является решающим фактором в пользу применения установки в сложных ледовых условиях Арктического шельфа.

2. Практически 100%-ный выход керна; возможность получения ненарушенных образцов алеврито-пелитовых пород; высокая точность привязки литологических контактов, возможность постоянного геологического контроля за процессом бурения и приемки керна. В случае необходимости возможна неоднократная проходка перспективных на золото горизонтов и, тем самым, увеличение поступающего в пробу кернового материала.

Наиболее существенными недостатками КГК-100, требующими скорейших конструктивных разрешений, являются:

1) невозможность бурения по породам, содержащим валуны и крупную гальку высокоабразивных пород (кварц, кварцсодержащие метаморфиты, песчаники), — наиболее продуктивной части разреза рыхлых отложений. Пути разрешения этой задачи видятся в создании принципиально новых буровых коронок, разработке иных методов разрушения породы на забое, что выходит за рамки возможностей отдельной производственной организации;

2) невозможность применения установки при глубинах моря более 30—35 м. На опыте установлено, что при таких глубинах при вращении буровой колонны из-за ее изгиба под собственным весом возникают

центробежные деформации, приводящие к обрыву колонны. Установка обсадной колонны из толстостенных труб диаметром 168 мм не дала положительного эффекта. Во-первых, резко увеличиваются непроизводительные затраты времени на отбуривание скважины, что противопоказано из-за опасной ледовой обстановки. Да и трение буровых труб о стенки обсадки также приводит к быстрому износу и обрыву буровой колонны. Это проблема также требует быстрых конструктивных разработок.

Глубина скважин определяется мощностью рыхлых отложений с забуркой в подстилающие породы скального фундамента на 1—2 м. При значительной (более 150—200 м) мощности рыхлых отложений глубина скважины обуславливалась техническими возможностями станка. Поэтому отдельные скважины остановлены в рыхлых мезозойских породах с пересечением основных маркирующих горизонтов для уверенной корреляции вскрываемых разрезов.

Скважины располагаются в плане по равномерной сети по профилям, ориентированным вкрест простирающейся генерализованной береговой линии. Расстояние между профилями, исходя из геолого-методической целесообразности и в соответствии с инструктивными положениями, составляло 8—16 км при региональных и 4—8 км при среднемасштабных работах; расстояния между скважинами по профилям соответственно 8 и 2—4 км в зависимости от сложности геологического строения.

Донное опробование проводится с целью картирования верхнего слоя донных осадков, а также является важнейшим прямым методом поиска современных россыпных месторождений. В процессе работ он также претерпел значительные изменения.

В первые годы региональных морских работ в районе отбор донных проб традиционно пытались осуществить с плавсредств с помощью грейферного дночерпателя «Океан-0,02». Но короткий, практически непредсказуемый по ледовым условиям навигационный период, наличие множества мелководных заливов и бухт, не освобождающихся ото льда и в летний период, да и в целом крайне сложная и опасная навигационная обстановка внесли свои коррективы и заставили искать иные способы выполнения данного метода, в первую очередь в его наледной модификации. Для этих целей стали использовать легкую буровую установку УКБ-200/300 с приводом от электродвигателя, смонтированную одним блоком с ДЭС-30 в балке на санях. Отбор пробы осуществляется при помощи колонны буровых труб и колонковой трубы диаметром 146 мм с коронкой-желонкой, опускаемой в про-



буренную во льду лунку до поверхности дна и задавливаемой гидравликой станка в грунт на 2—3 м. Таким образом отбирается колонка донных отложений с практически ненарушенной текстурой и в объеме, достаточном для отбора проб на весь требуемый комплекс лабораторно-аналитических исследований. Кроме того, полученные разрезы колонок можно коррелировать с разрезами по скважинам, т.е. обеспечивать их более точную литолого-стратиграфическую привязку.

Работы выполняются после окончания полярной ночи, в феврале—июне; средняя производительность при сети  $2 \times 4$  км составляет 50—70 проб в 1 мес. на одну установку.

Плановая привязка пробуренных скважин и станций донного опробования осуществляется космонавигационными системами «Шхуна». «Марс-75» и другими, обеспечивающими достаточно большую точность.

Установлено, что в современных россыпях о-ва Большевик и Северного Таймыра значительная часть золота находится в мелкой и тонкой фракциях. «Пылевидное» золото выявлено также в мелкообломочных и пелито-алевритовых разностях пород. Это существенным образом меняет традиционный подход к методам поисков россыпного золота. С 1992 г. при обработке шлиховых проб из керна скважин и донных проб применяется «шлюз-гидроциклон», разработанный в Ленинградском горном институте, позволяющий практически полностью улавливать тонкое золото. Кроме шлиховых, из керна скважин и донных станций отбирается комплекс проб на традиционные при ГСШ виды анализов по общепринятой методике.

К сожалению, до настоящего времени не разработаны достаточно эффективные, мобильные и компактные средства проведения геофизических методов при геологической съемке Арктического шельфа. Хорошие результаты дает сейсмоакустическое профилирование, но в силу вышеуказанных причин использование плавсредств крайне затруднительно, а в наледном варианте этот метод не осуществим. С другой стороны, интерпритация сейсмоакустических разрезов на мелководье при значительной мощности рыхлых отложений крайне затруднительна из-за наложения кратных волн-помех. Этот метод также требует конструктивной доработки применительно к мелководной части шельфа и его наледному выполнению.

В 1992 г. выполнены опытные электроразведочные работы методом зондирования становлением поля в ближней зоне МЗСБ (разработка Нижневолжского НИИГГ, г.Саратов) в объеме 300 физических точек. Однако и его результаты малообнадёживающие. Во-первых, метод отличается сложностью проведения. Основной элемент регистрирующей системы — петля диаметром около 200 м — требует для монтажа—демонтажа на каждой точке специальный транспортер-кабелеукладчик. В условиях повышенной торосистости и трещиноватости льда это обстоятельство значительно усложняет процесс замера и не всегда выполнимо. На примитивном уровне сделана регистрирующая аппаратура; точность регистрации уровня поля зависит от субъективных данных оператора, что, конечно, сказывается на достоверности результатов и качестве их интерпритации. Подобные громоздкие системы в ледовых арктических условиях неприемлимы и требуют коренной конструктивной переработки с целью создания компактных, мобильных и легкоманевренных технических средств.

Таким образом, при проведении среднемасштабных геологоразведочных работ на шельфе в центральном секторе Российской Арктики сложилась следующая оптимальная последовательность и комплектность основных методов:

опережающая аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000;

бурение поисково-картировочных скважин со льда установкой КГК-100 в комплексе с навигационно-геодезическими, ледовопрогнозными, гидрологическими работами и опробованием;

специализированные геолого-геоморфологические, геохимические и ландшафтно-экологические исследования на островах и прибрежной суше (в комплексе);

лабораторные исследования и камеральные работы.

Принятый комплекс методов отражает сегодняшний уровень развития технических средств проведения геолого-геофизических исследований на Арктическом шельфе, требует постоянного совершенствования, разработки и внедрения современных методов исследования на высоком научно-производственном уровне. Все это в конечном счете позволит изучить минеральные ресурсы Арктического шельфа и вовлечь его в экономическое освоение на благо России.



## Региональный сейсмостратиграфический прогноз зон нефтегазонакопления на северо-западном шельфе Черного моря

Ю.А. МИХАЙЛОВ (ЦГЭ), Г.К. БОНДАРЧУК, В.Н. НАЙДЕНОВ, Н.Н. ПРИЕМЫШЕВ, В.Д. ФРОЛОВ (Черноморнефтегазоразведка), А.Е. ШЛЕЗИНГЕР (ГИН РАН), С.С.ЭЛЬМАНОВИЧ (ЦГЭ)

В 1991—1992 гг. специалисты Центральной геофизической экспедиции (ЦГЭ) и Геологического института РАН совместно с сотрудниками ГПП Черноморнефтегаза (г. Симферополь) выполнили работы по региональному сейсмостратиграфическому прогнозу зон нефтегазонакопления на северо-западном шельфе Черного моря. В ЦГЭ была проведена дообработка морских региональных сейсмических профилей по оригинальному графу, позволившему существенно повысить информативность временных разрезов. На этой основе удалось получить новые данные о геологической модели бассейна и расшифровать строение нижних малоизученных нефтеперспективных интервалов разреза. В исследованиях использованы новые методы определения условий нефтегенерации и оптимального возраста нефтеперспективных объектов по данным сейсмостратиграфии.

Основные результаты выполненных исследований изложены в настоящей работе.

Расшифровка строения осадочного чехла базируется на выделении и анализе морфологии сейсмостратиграфических комплексов, отвечающих крупным этапам развития нефтегазоносного осадочного бассейна. В нижней части разреза осадочного чехла

северо-западного шельфа Черного моря выделены следующие сейсмостратиграфические комплексы: надфундаментный домеловой (верхнеюрский?), нижнемеловой, верхнемеловой-нижнепалеоценовый. Длительность формирования комплексов соответственно 20, 50, и 40 млн лет. Именно по этим комплексам получен наибольший объем новой информации и рассмотрены особенности их строения.

*Надфундаментный домеловой комплекс*, выделяемый условно как верхнеюрский, характеризуется сильной дифференцированностью палеоструктурного плана. Основные элементы, структур этого комплекса представлены на рис. 1:

а) Центральное палеоподнятие состоит из нижней и верхней частей. Нижняя, относимая к фундаменту, представлена отражениями крупноволнистой конфигурации, отвечающими складкам фундамента. Верхняя часть представляет собой линзовидное тело, несогласно перекрывающее структуры нижней части и относимое к домеловому комплексу. Внутреннее строение линзовидного тела характеризуется короткими волнистыми площадками, обрисовывающими холмовидную постройку, что позволяет прогнозировать наличие рифогенного массива — палеоатолла (рис. 2, 3);

б) Палеоподнятие южного борта прогиба состоит из нижней и верхней частей. Нижняя представлена отражениями волнистой конфигурации и связана с фундаментом; верхняя — образует линзовидное тело с короткими хаотичными отражениями. Морфологическое сходство южного и центрального поднятий позволяет предположить наличие рифогенного массива и на южном палеоподнятии;

в) Северная котловина. К домеловому комплексу здесь отнесены высокоамплитудные отражения на времени около 2 с. Такого типа сейсмические отражения могут указывать на наличие глубоководных маломощных депрессионных отложений, выстилающих дно котловины. Они нередко являются нефтематеринскими (баженовская свита Западной Сибири);

г) Центральная котловина расположена в наиболее глубоко погруженной центральной части бассейна. Общая конфигурация близка северной котловине, но степень деформированности ее гораздо выше. При такой дислоцированности толщ обычно происхо-

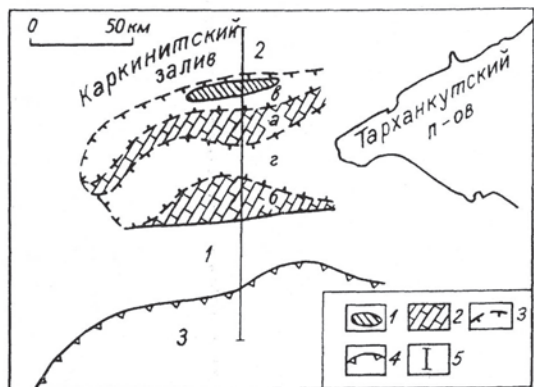


Рис. 1. Схема распространения нефтеперспективных зон на северо-западном шельфе Черного моря:

1 — палеоподнятия рифогенной природы; 2 — зона нагнетания пластичного материала; 3 — контур выклинивания нижнемеловых отложений; 4 — бровка шельфа; 5 — линия сейсмического профиля 598506; а — центральное поднятие; б — палеоподнятие южного борта прогиба; в — северная палеокотловина; г — центральная палеокотловина; 1 — Черноморско-Каламитский вал; 2 — Каркинитский прогиб; 3 — Черноморская глубоководная котловина



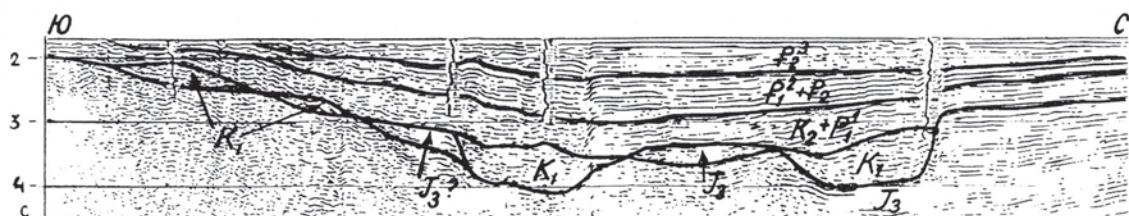


Рис. 2. Основные элементы палеоструктурного плана (палеореконструкция профиля 598506)

дит рассеивание сейсмических отражений, и этим объясняется другой характер волнового поля.

Далее к югу Черноморско-Каламитский вал (см. рис. 1) отделяет изучаемый бассейн от краевой ступени Черноморского глубоководного бассейна.

Расшифровка палеоструктурного плана надфундаментного домелового комплекса имела ключевое значение для построения геологической модели нижней части разреза северо-западного шельфа Черного моря.

Нижнемеловой комплекс заполняет предмеловые котловины, и именно здесь наблюдаются максимальные мощности комплекса — 0,4—0,6 с. В центральной котловине мощности нижнего мела современного структурного плана явно не соответствуют палеоплану. На северной периферии котловины они увеличиваются до 0,6 с по сравнению с 0,3 с в центре. Такая закономерность может быть объяснена перераспределением пластичного глинистого материала в направлениях разгрузок тектонических напряжений — в центральной котловине с севера на юг, а в северной — с юга на север. Образующиеся при этом структуры нагнетаний имеют линзовидную форму или форму чешуй-надвигов с увеличением мощности в головных частях. Такие структуры имеют поисковое значение, поскольку при образовании их могут возникать зоны разуплотнения.

Верхнемеловой-нижнепалеоценовый комплекс имеет покровно-нивелировочные черты, он перекрывает дифференцированный палеоструктурный план нижнемелового комплекса. Его мощности изменяются плавно, он слабо дифференцирован. Лишь в пределах Черноморско-Каламитского вала наблюдается линзовидное тело, образованное в результате вулканогенной деятельности. По внешней конфигурации и внутреннему строению это тело сходно с рифовой постройкой. Различие только в палеоструктурной приуроченности вулканогенной лин-

зы к палеовпадине, в то время как рифы расположены на поднятиях.

Закономерное увеличение толщи комплекса над погребенными домеловыми поднятиями может быть связано с наличием рифогенных линз. Такие линзовидные тела, внутреннее строение которых представляет собой зоны практического отсутствия сейсмических отражений, отмечаются на некоторых профилях.

Таким образом, намечена следующая закономерность строения нижней части разреза:

надфундаментный домеловой комплекс характеризуется сильной дифференциацией палеоструктурного плана, чередованием котловин и поднятий;

нижнемеловой комплекс определяется как заполняющий предшествующие котловины, и поэтому также сильно дифференцирован;

верхнемеловой-нижнепалеоценовый комплекс имеет черты покровно-нивелировочной слабо дифференцированной толщи.

Разработка историко-геологической модели бассейна в общем случае включает интерпретацию палеоструктурного плана, палеорельефа и геологической природы сейсмофаций, а также выяснение условий осад-

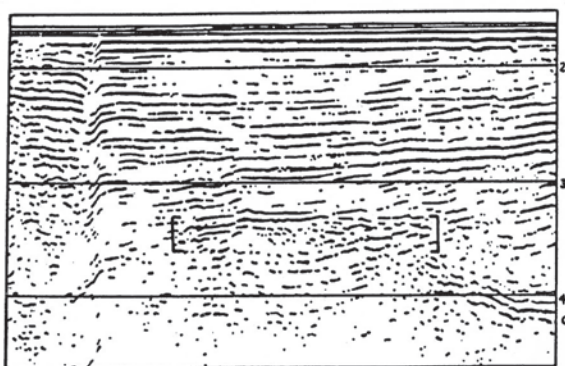


Рис. 3. Выделение рифа на профиле 598506



конакопления и последующего формирования тектонических структур. Применительно к сейсмическим материалам по северо-западному шельфу Черного моря задачи были ограничены из-за высокого фона кратных волн. В этих условиях оказалось невозможным проведение сейсмостратиграфического анализа седиментогенеза, и акцент работ был перемещен на расшифровку тектоноструктурной модели бассейна.

По результатам предшествующих работ известно, что становление фундамента северо-западного шельфа Черного моря произошло за счет нескольких фаз тектогенеза и продолжалось практически до конца юрского времени. Наиболее молодые триас-юрские киммерийские складчатые сооружения распространены на сопряженных участках суши Крымского полуострова (А.Е. Шлезингер, 1970).

Как показал анализ сейсмостратиграфических комплексов, в позднеюрское (?) время на территории северо-западного шельфа произошло резкое дифференцированное опускание с образованием локального глубоководного бассейна. К югу от него существовала область длительного высокого стояния поверхности консолидированной коры с отсутствием или редуцированной седиментацией, связанная, вероятно, с мантийным диапиром. Сопряжение этой области палеоподнятия на территории современной глубоководной впадины Черного моря с зоной опускания на северо-западном шельфе создало резкую градиентную зону. Она выражалась в образовании узкого крутого южного борта Каркинитского прогиба (см. рис. 1) и значительно более широкого и пологого северного.

Позднеюрский (?) бассейн образовался в результате очень быстрого погружения, резко дифференцированного по амплитуде и создавшего симметричную систему котловин и поднятия. Соответственно палеоструктурному плану резко контрастными были осадочные фации — рифогенные карбонатные на поднятиях и депрессионные глинистые во впадинах.

Позднеюрский (?) глубоководный бассейн был захоронен терригенными отложениями, вероятно, типа турфидитов в раннемеловое время. Раннемеловой бассейн контролировался позднеюрскими (?) структурами, и его формирование завершилось такими же процессами сжатия, приведенными к формированию предпозднемеловых надвиговых чешуй.

После начальных этапов активной тектонической деятельности с процессами растяжения—сжатия, дифференцированного погружения, в позднемеловое время произошло общее успокоение тектонической активности. Условия опускания стабилизирова-

лись, и накапливались преимущественно мелководные карбонатные отложения. В конце этапа к югу от северо-западного шельфа [за пределами приводимого сейсмического разреза (см. рис. 2)] была создана Черноморская глубоководная котловина (см. рис. 1), в которой начали накапливаться мощные терригенные толщи. Между Черноморским глубоководным бассейном и мелководным бассейном шельфа продолжала существовать область высокого стояния консолидированной коры и редуцированного осадконакопления. В зоне Черноморско-Каламитского вала (см. рис. 1) возникают вулканогенные образования, которые можно связать с начавшимся растяжением и опусканием этой зоны перед последующим ее воздыманием.

Аналогичные позднемеловым обстановки осадконакопления сохранялись и в палеоцен-эоценовое время. В условиях спокойного общего погружения на северо-западном шельфе накапливались мелководные карбонаты, а к югу от шельфа в глубоководном Черноморском бассейне — мощные терригенные отложения. На южной окраине шельфового бассейна в это время образовалось поднятие Каламитского вала, на котором происходил эрозионный срез ранее накопившихся отложений (Д.Ф. Исмагилов, А.Е. Шлезингер, 1984).

Тектонические деформации, создавшие современный структурный план бассейна, не затрагивают плиоценовые отложения, и их возраст, таким образом, предплиоценовый. В образовании локальных структур важную роль играли мощные нижнемеловые глинистые толщи. Их пластичное перераспределение обусловило создание структур нагнетания, в т. ч. надвигов, а также субдиапировых структур. Широтная ориентировка локальных структур и их связь с процессами нагнетания пластичного материала и надвигами определенно указывает на преобладающие сжимающих усилия, направленных на северном борту с юга на север, а на южном — с севера на юг. В западной же части бассейна наблюдается блоковое строение. Не менее трех крупных блоков ступенями разделили зону перехода моноклинали западного борта с высоким стоянием палеозойского фундамента в депрессию центральной котловины. Образование ступенчатых блоков связывается с разгрузкой тектонических напряжений в западном направлении и может быть объяснено дефицитом пластичных масс в зоне высокого стояния фундамента. В котловине же за пределами этой зоны разгрузка напряжений создала бы структуры нагнетания.

Как видно, направления сжимающих усилий в предплиоценовое время были анало-



гичны направлениям допозднемиловых деформаций. Таким образом, в истории формирования бассейна северо-западного шельфа существовали две фазы активизации тектонической деятельности — в позднеюрское (?) — раннемеловое время и в конце миоцена. В промежутке между этими фазами был интервал относительного тектонического покоя.

**Оценка нефтегазоносности бассейна и прогноз перспективных зон.** При оценке региональной нефтегазоносности северо-западного шельфа Черного моря использовались возможности сейсмостратиграфии для решения двух нестандартных задач:

1) определение нефтегенерационного потенциала нефтематеринских свит;

2) выяснение времени формирования нефтеперспективных объектов.

Для решения первой задачи важно было установить наличие и возраст нефтематеринских свит. Анализ сейсмостратиграфических комплексов и историко-геологической модели бассейна указал на депрессионные фации верхней юры (?) за пределами поднятй как наиболее вероятную нефтематеринскую свиту. Нижнемеловые толщи глинистых отложений также рассматриваются как благоприятные для нефтегенерации. Такое сочетание комплексов имеет близкую аналогию в Западной Сибири — нефтематеринская баженовская свита позднеюрского возраста и благоприятная для нефтегенерации нижнемеловая (неокомская) толща. Учитывая, что неокомская толща является также основной продуктивной толщей Западной Сибири, можно оценить перспективы нижнемеловых отложений северо-западного шельфа Черного моря. И здесь уместно напомнить о существовании крупного нефтяного месторождения Лебедь в нижнемеловых отложениях румынской части шельфа, а также о месторождениях Крыма.

Сравнение изучаемого бассейна с Западной Сибирью представляется полезным продолжить и с позиций сопоставлений нефтегенерационного потенциала нефтематеринских свит. Обратим внимание на длительность нахождения нефтематеринской свиты в интервале главной зоны нефтеобразования (ГЗН). На северо-западном шельфе длительность ГЗН 15 млн лет, а в Западной Сибири — 100 млн лет, т.е. практически на порядок больше. А ведь от этой длительности зависит полнота реализации потенциала нефтематеринской свиты. Если свита быстро проходит через ГЗН, ее потенциал реализуется лишь частично, а бассейн становится преимущественно газоносным. Хотя для обоснования такого заключения информации явно недостаточно. Еще не проведено обобщение данных по различным нефтега-

зоносным бассейнам. Впервые предложенный здесь метод оценки потенциала нефтематеринских свит по данным сейсморазведки поможет ускорить выполнение необходимых исследований.

Из имеющихся отдельных примеров приведем результаты наших работ по оценке нефтегенерационного потенциала бассейна Западной Бенгалии. Длительность ГЗН была установлена 10 млн лет. Бассейн исключительно газоносный.

Что же касается северо-западного шельфа Черного моря, то хотя длительность ГЗН здесь на пределе возможности нефтегенерации, но обнадеживает наличие нефтяных месторождений на суше Крымского полуострова и месторождения Лебедь на шельфе.

Определение возраста ГЗН позволяет перейти к оценке оптимального времени формирования нефтеперспективных объектов. Понятно, что ловушка может аккумулировать нефть, если она сформировалась до начала нефтегенерации. Особенно это важно для непродолжительных фаз. Возраст вхождения в ГЗН нефтематеринских отложений северной (и центральной) котловины определен эоценом. Отсюда можно заключить о наибольшей нефтеперспективности объектов позднеюрского (?) и раннемелового возраста, т.е. тех структур, которые были образованы в процессе осадконакопления, либо фазы тектонической активизации позднеюрского (?) — раннемелового возраста. К нефтеперспективным можно отнести также позднемеловые рифогенные тела, сформированные до начала ГЗН. Со структурами же более молодого возраста, образованными в предплиоценовую фазу активизации, должны быть связаны газовые залежи, о чем и свидетельствуют имеющиеся результаты разведки северо-западного шельфа.

В заключение можно отметить следующее. Проведенные исследования осветили новые черты геологической модели северо-западного шельфа Черного моря. Ключевой оказалась расшифровка дифференцированного палеоструктурного плана надфундаментной части разреза осадочного чехла. Установлено наличие домелового дифференцированного палеорельефа с чередованием глубоководных котловин и палеоподнятий с рифовыми надстройками. Нижнемеловые отложения образуют тела заполнения глубоководных котловин, прислоняющиеся к палеоподнятиям. Комплекс включает линзовидные структуры нагнетания, представляющие поисковый интерес.

Депрессионные фации домелового комплекса и нижнемеловые глинистые толщи рассматриваются в качестве нефтематеринских. Длительность нахождения этих свит в главной зоне нефтеобразования 15 млн лет



— на пределе возможностей нефтегенерации. К нефтеперспективным отнесены доменные и раннемеловые структуры, а также возможные рифы позднего мела, образовавшиеся до начала ГЗН. Со структурами же более молодого возраста, образованными предплиоценовой фазой тектонической активизации, должны быть связаны газовые залежи, о чем и говорят имеющиеся резуль-

таты разведки структур северо-западного шельфа Черного моря.

Результаты исследований показали эффективность разработанных методов дообработки сейсмических профилей и регионального сейсмостратиграфического прогноза зон нефтегазонакопления шельфовых регионов.

## Минералогия, петрография, литология

УДК 550.42

© В.П. Макаров, 1994

### О природе обыкновенного свинца в минералах

В.П. МАКАРОВ (МГГА—МГРИ)

В существующих способах определения возраста геологических образований измеренный состав Pb сравнивается со свинцом  ${}^i\text{Pb}_0$  ( $i = 204, 206, 207$  и  $208$ ), принимаемым за эталон и называемым обыкновенным (первоначальным, первичным и пр.) (И.Е. Старик, 1961; Е.И. Гамильтон, 1968 и др.). Анализ [3—5] особенностей распределения изотопов свинца (РИС) в минералах привел к новой схеме оценки возраста, позволяющей избежать трудностей, связанных с выбором  $\text{Pb}_0$ . Однако сущность и возраст  $\text{Pb}_0$  в геологических образованиях прояснения не получили. Поскольку эти вопросы важны для геохронологии, для решения проблемы рассмотрены теоретические аспекты анализа изотопов Pb через изучение систематики геохронологических уравнений (ГХУ) и детальнее — РИС в геологических образованиях. Формально выделяются обыкновенный, первоначальный и прочие свинцы (И.Е. Старик, 1961 и др.), но из-за отсутствия четких различий между ними использовано понятие «примесный свинец», форма проявления которого они являются.

Систематика геохронологических уравнений. В современной практике выделяют свинец- и уран-свинцовые классы уравнений (соответственно ССУ и УСУ), связь между которыми показана на рис. 1. Различные виды ССУ объединены блоком А и описаны в работах [4, 5]. Их анализ вывел на аксиоматику построения решений геохронологических задач.

Исходная аксиома заключается в следующем: изотопный состав свинца в некоторой точке А является смесью радиогенного  ${}^i\text{Pb}_p$ , образованного при распаде, например, по-

ступившего в точку А урана, и примесного  ${}^i\text{Pb}_0$ , не зависящего от присутствия этого урана.

По аксиоме и рис. 2 измеряемая проба располагается между радиогенными  $C_p$  (точка  $A_p$ ) и примесными  $C_{i0}$  ( $A_0$ ) компонентами; доля  $M_p$  свинца  $\text{Pb}_p$  ( $M_0$  — то же для  $\text{Pb}_0$ ) определяется соотношением

$$M_p = (C_i - C_{i0}) / (C_{ip} - C_{i0}) = 1 - M_0, \quad (1)$$

где  $C_i$ ,  $C_{ip}$  и  $C_{i0}$  — относительные содержания изотопов измеренного, радиогенного и примесного Pb. Подстановка в уравнение (1) значений  $C_i = C_{204}$  приводит к широко распространенному (Ю.А. Шуколюков и др., 1974) равенству  $M_0 = C_{204} / C_{204}$ , свидетельствующему об истинности выражения (1). Трансформация выражения (1) образует исходное ГХУ, выписанное в ячейку 1 блока А (см. рис. 1; далее подобные ГХУ будем обозначать выражениями типа 1А—1). Уравнения 1А—1 определяют индивидуальные состав и возраст радиогенного и примесного Pb по соотношениям  $C_{i0} = B_i$ ,  $C_{ip} = C_{i0} - (b_i/b_4) C_{204_0}$ , в которых  $b_{206} = b_6$  и пр.

Преобразованием параметрических ГХУ 1А—1 получены описанные в работах [4, 5] уравнения 1А—2 и широко распространенное ГХУ вида 1А—6, причем  $\gamma$  определяется равенством  $\gamma = (b_7/b_4 - B_7/B_4) / (b_6/b_4 - B_6/B_4)$ .

Анализ ГХУ 1А—1 и 1А—2 дает возможность определить состав  $C_{ioj}$  свинца, общего для изучаемых проб из источника  $j$ , с помощью уравнений

$$\begin{aligned} B_i &= (1/\text{Pb}_2) b_i + C_{i02}, \\ A_i &= (-C_{204_0})_3 a_i + C_{i03}, \end{aligned} \quad (2)$$



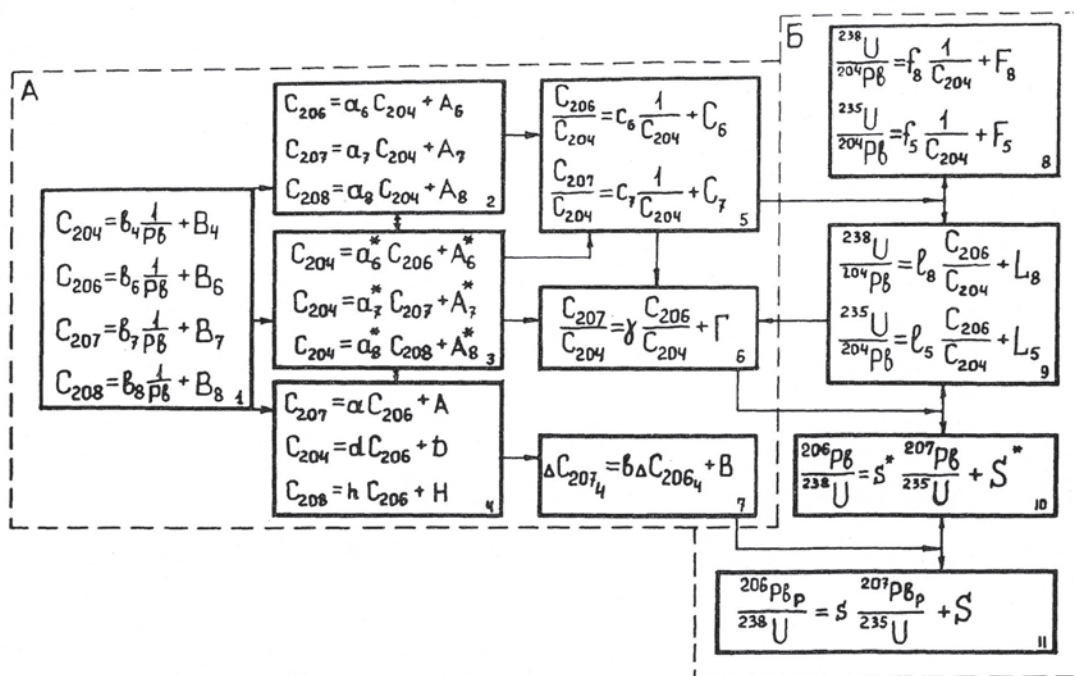


Рис. 1. Схема взаимосвязи основных геохронологических уравнений:

уравнения: свинец-свинцовые (А), уран-свинцовые (Б); содержания Pb:  $C_i$  ( $i$  — 204 и т.д.) — относительные для изотопов,  $Pb$  — валовое,  ${}^iPb = Pb \cdot C_i$  — валовое для изотопов,  ${}^iPb_p$  — радиогенной формы

где  $A_i$ ,  $a_i$ ,  $B_i$ ,  $b_i$  — переменные;  $Pb_2$  — валовое количество свинца в источнике 2;  $(C_{204})_3$ ,  $C_{102}$  и  $C_{103}$  — состав примесного свинца в источниках 2 и 3.

В основе УСУ лежат зависимости (И.Е. Старик, 1961)

$$\begin{aligned} {}^{206}Pb_p &= {}^{238}U f_8(t_8), \\ {}^{207}Pb_p &= {}^{235}U f_5(t_5). \end{aligned} \quad (3)$$

Их комбинации с ССУ образуют различные УСУ, объединенные блоком Б. Наиболее распространены уравнения 1Б—10 и 1Б—11. В ГХУ 1Б—11 при  $S = 0$  выполняется равенство  $R_{sy} = 1$  ( $R = {}^{235}U / {}^{238}U$ ). В дальнейшем вместо них используется более удобное для практики выражение

$${}^{206}Pb/U = R\gamma S^* ({}^{207}Pb/U) + RS^*/(R+1), \quad (4)$$

для которого действительно соотношение

$$\gamma S^* = 1. \quad (5)$$

Изучение кинематики точки А (см. рис. 2) с помощью соотношения (5) позволило выявить особенности положения прямой (4) относительно конкордии. При увеличении доли  $Pb_p$  (рост  $M_p$ ) точка А с примесным свинцом перемещается в точку  $A_p$  радиогенного свинца. Аналогичные соответствия, обозначаемые стрелкой, имеют место и для других точек:  $K \rightarrow K'$ ,  $D \rightarrow D'$ . Следовательно, положение прямой (4) в УСУ определя-

ется положением ее конечных точек  $A_{pk}$  и  $A_{ok}$  (индексы «и» и «к» — истинные и кажущиеся значения), устанавливаемых по пересечению прямой (4) соответственно с прямыми  ${}^{206}Pb/U = (1/\gamma) {}^{207}Pb/U$ ,  ${}^{206}Pb/U = (X_o/Y_o) {}^{207}Pb/U$ , где  $X_o = (C_{206}/C_{204})_o$ ;  $Y_o = (C_{207}/C_{204})_o$ . Интерпретация крайней точки  $A_{ok}$  прямой (4) (см. рис. 2), соответствующей отношениям примесных свинцов, наиболее правдоподобна в предположении, что состав  $Pb_o$  отражает состав  $Pb_p$ , отторгнутого вместе со своим ураном и перемещенного в точку А. В этом случае отношение содержания свинцов  $Pb_o$  описывает их возраст, который графически отмечается точкой  $A_{oi}$  пересечения конкордии с прямой  $OA_{oi}$ .

Если эпигенетические изменения изотопных составов Pb не меняют величин  $R$ ,  $\gamma$  и  $X_o/Y_o$ , то точки  $A_{pi}$  и  $A_{ok}$  всегда будут скользить по прямым соответственно  $OA_{pi}$  и  $OA_{oi}$ , а истинный возраст Pb определится только по пересечению этих прямых с конкордией. Отсюда ясно, что если  $A_{pk} \neq A_{pi}$  и  $A_{ok} \neq A_{oi}$ , то наблюдаемая прямая в общем случае не пересекается с конкордией и соответственно воображаемые точки пересечения этих фигур, например, точка  $D'$ , не имеют реального физического смысла.

Анализ составов примесных свинцов. Распределение изотопов Pb в урановых ми-

# 1. Комбинаторика распределений изотопов свинца в геологических образованиях

| РИС | Комбинации знаков |         |         | Статистика РИС в % от общего числа |         |                   |        |         |       | Система |  |
|-----|-------------------|---------|---------|------------------------------------|---------|-------------------|--------|---------|-------|---------|--|
|     | $a_6^*$           | $a_7^*$ | $a_8^*$ | Породы                             | Галенит | Урановые минералы | Циркон | Монацит | Всего |         |  |
| А   | —                 | +       | +       | 90,0                               | 50,0    | 100,0             | 50,0   | —       | 58,8  | УГС     |  |
| Б   | —                 | +       | —       | —                                  | 22,0    | —                 | —      | —       | 4,5   |         |  |
| В   | —                 | —       | +       | 10,0                               | 22,0    | —                 | 25,0   | 21,4    | 15,9  |         |  |
| Г   | +                 | —       | —       | —                                  | —       | —                 | —      | —       | —     |         |  |
| Д   | +                 | —       | +       | —                                  | —       | —                 | —      | —       | —     | ТГС     |  |
| Е   | +                 | +       | —       | —                                  | 6,0     | —                 | 25,0   | 78,6    | 20,8  |         |  |
| Ж   | —                 | —       | —       | Не существует в природе            |         |                   |        |         |       |         |  |
| З   | +                 | +       | +       | —                                  | —       | —                 | —      | —       | —     |         |  |

Примечание. Системы: УГС — ураногенные, ТГС — торогенные.

нералах. Основные схемы РИС описаны в работах [3, 5]. По знаку при параметре  $a^*$  проведена комбинаторная классификация выборок (табл. 1).

Во многих случаях все точки в координа-

тах  $C_i - C_{204}$ ,  $(1/Pb) - C_i$  и  $^{207}Pb/U - ^{206}Pb/U$  ложатся на проведенные по ним прямые. Иногда (Атабаска, Витватерсрандт, Кызыл-Сай, Рожна, Чаули; в цирконах\* — Дж.Н. Алейникофф и др., 1983 и монацитах — Н.П. Щербак и др., 1966) появляются две и более прямых, свидетельствующих о наличии нескольких изотопных генераций Pb в связи с разными содержаниями поступившего в минерал примесного свинца. Из изученных часть выборок имеет положительные значения  $C_0$ , что позволяет проводить дальнейшую их интерпретацию. Все они отражены в табл. 2 и на рис. 3. Сюда входят почти все урановые минералы — настураны и ураниниты, 72 % выборок из ЦР и 31 % — из МН.

Из выделенных урановых объектов первую группу составляют выборки из УМ, единичные — из ЦР (граниты Украины, Е.С. Бурксер и др., 1965) и значительное количество породных выборок. Параметры  $Pb_0$  близки таковым в свинцах из различных пород, близки или меньше параметров, описывающих РИС в сосуществующих ГЛ, принимаемых за эталон  $Pb_0$ . Возраст Pb в этой группе колеблется в пределах 5000—5500 млн лет. С учетом этих особенностей свинцы с описанными свойствами отнесены к первичным.

Выделяются также выборки с аномальными свойствами примесного  $Pb_0$  (убывание  $C_{204}$  и возрастание  $C_{206}$  и отношений  $X_0$ ,  $Y_0$ ,  $Z_0$ ), обусловленными радиогенной его природой. Эти свинцы привнесены в область минералообразования из ранее возникших минералов в процессе их эпигенетического преобразования. В этом случае возраст примесного  $Pb_0$  больше возраста  $Pb_p$ . Эти качества установлены во многих УМ и практи-

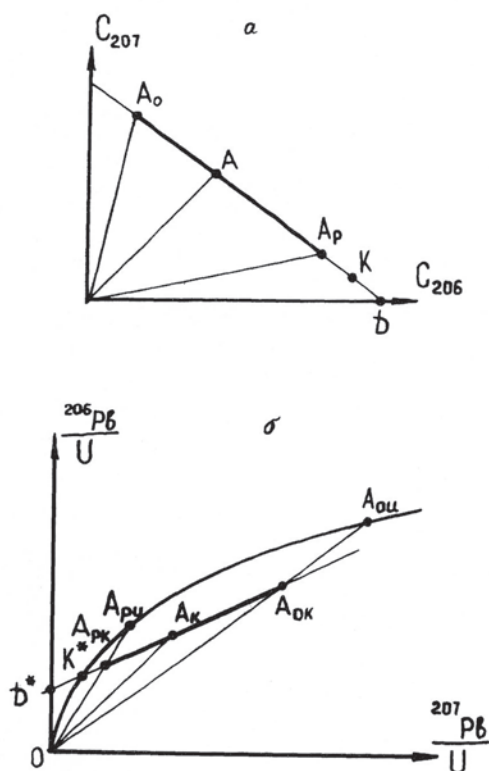


Рис. 2. Поведение точек в геохронологических системах координат:

$a$  — содержания в относительных единицах,  $b$  — отношения содержаний изотопов в уран-свинцовых координатах. Кривая  $K^*$   $A_{ри}$   $A_{ои}$  — конкордия; точки содержаний свинца:  $A$  ( $A_{ри}$ ) — текущая (измеренная),  $A_0$  ( $A_{ои}$ ,  $A_{ок}$ ) и  $A_p$  ( $A_{ри}$ ,  $A_{рк}$ ) — примесной и радиогенной компонентов (истинная и кажущаяся).

\* ЦР — циркон, МН — монацит, УМ — урановые минералы, ГЛ — галенит, МР — метеориты.



| Регион, месторождение                    | Порода, минерал, выборка | t пр | Радиогенный спилец |        |        | t р  | Примесный спилец |       |       | t о    | Тип РИС | Источник                      |
|------------------------------------------|--------------------------|------|--------------------|--------|--------|------|------------------|-------|-------|--------|---------|-------------------------------|
|                                          |                          |      | C 208р             | C 207р | C 208р |      | X о              | Y о   | Z о   |        |         |                               |
| Метеориты                                | B. 1a                    | 4500 | 39,85              | 23,30  | 37,80  | 4500 | 7,17             | 8,09  | 24,03 | 5500   | B       | Сводные данные                |
| То же                                    | B. 1б                    | 4500 | 39,85              | 23,30  | —      | 4500 | 9,27             | 10,28 | 29,50 | 5400   | B       | То же                         |
| «                                        | B. 2                     | ?    | 41,50              | 6,68   | 25,50  | 2500 | 20,90            | 16,77 | 40,57 | 5000   | A       | «                             |
| Южная Африка                             | Кимберлит                | 2500 | 51,16              | 11,43  | 40,31  | 3050 | 14,59            | 15,59 | 34,99 | 5400   | A       | Дж.Л. Крамерс, 1979           |
| Якутия                                   | Метаморфит               | 3660 | 64,86              | 11,33  | 23,88  | 2650 | 10,94            | 14,03 | 34,02 | 5600   | A       | Л.А. Неймарк и др., 1981      |
| Алдан                                    | Мрамор                   | 2300 | 84,26              | 12,05  | 4,68   | 2300 | 15,71            | 15,46 | 36,60 | 5350   | A       | Э.К. Герлинг и др., 1970      |
| Средняя Азия                             | Гранит                   | 950  | 69,16              | 6,42   | 22,50  | 1500 | 16,04            | 15,21 | 37,66 | 5300   | A       | Э.В. Соболевич, 1958          |
| Южная Африка                             | Метаулканит              | 2067 | 49,82              | 5,78   | 44,25  | 1900 | 41,77            | 17,74 | 65,89 | 4100   | A       | Д.Л. Рейд, 1973               |
| То же                                    | Карбонатит               | ?    | 55,49              | 2,90   | 42,09  | 300  | 20,70            | 15,65 | 40,01 | 4900   | A       | Дж.Р. Ланселот и др., 1974    |
| Урановые минералы (ураниниты, настураны) |                          |      |                    |        |        |      |                  |       |       |        |         |                               |
| Прибразм                                 | G. 1, B. 2               | 260  | 95,12              | 4,68   | -0,17  | 178  | 21,67            | 16,47 | 39,78 | 4900   | A       | B.E. Бойцов, 1984             |
| В гнейсах                                | B. 1                     | 270  | 95,06              | 4,84   | 1,03   | 246  | 17,87            | 15,59 | 38,06 | 5100   | A       | E.B. Андерсон и др., 1987     |
| Франция                                  | B. 2                     | 280  | 95,24              | 4,88   | -2,64  | 260  | 19,54            | 16,04 | 38,33 | 5020   | A       | Л. Турпин и др., 1987         |
| То же                                    | B. 1                     | 260  | 95,20              | 4,88   | —      | 260  | 18,91            | 16,18 | 49,51 | 5100   | A       | То же                         |
| Рожна                                    | B. 1                     | 260  | 95,20              | 5,00   | 0,00   | 270  | 7,32             | 14,52 | 43,55 | > 6000 | A       | B.E. Бойцов, 1984             |
| Ишимское                                 | B. 1                     | 370  | 94,37              | 5,06   | 0,10   | 360  | 18,20            | 17,56 | 42,69 | 5300   | A       | Г.П. Полушкин, 1965           |
| Михайловское (зона Гнейсовая)            | B. 1                     | 830  | 94,17              | 5,80   | 2,05   | 670  | 12,54            | 10,15 | 21,26 | 5000   | A       | E.B. Андерсон и др., 1987     |
| Шлема-Альбероле                          | G. 1, B. 1               | 270  | 91,27              | 5,70   | 2,85   | 700  | 14,91            | 15,51 | 39,15 | 5400   | A       | И.В. Чернышев и др., 1983     |
| В гнейсах                                | B. 1                     | 1760 | 90,12              | 9,61   | 9,29   | 1770 | 18,29            | 14,69 | 34,36 | 5000   | A       | E.B. Андерсон и др., 1988     |
| Колорадо                                 | B. 1                     | 100  | 95,65              | 4,60   | 7,55   | 113  | 94,37            | 25,82 | 38,85 | 3400   | A       | E.B. Андерсон и др., 1988     |
| Бота-Бурум                               | B. 1                     | 360  | 95,20              | 5,00   | 0,00   | 320  | 75,90            | 20,19 | 35,16 | 3300   | A       | Л.В. Комлев, 1969             |
| Чаули                                    | B. 1                     | 270  | 95,04              | 4,99   | 0,02   | 320  | 38,49            | 20,88 | 53,98 | 3900   | A       | И.В. Чернышев, 1974           |
| Агашское                                 | Вал                      | 418  | 94,74              | 5,13   | 0,16   | 380  | 113,6            | 19,78 | 35,16 | 2650   | A       | E.B. Андерсон и др., 1990     |
| Михайловское                             | Вал                      | 2000 | 87,35              | 10,40  | 2,05   | 2000 | 144,6            | 31,89 | 43,17 | 3050   | A       | E.B. Андерсон и др., 1987     |
| Витатерсрандт                            | Витатерсрандт            | 2200 | 87,16              | 11,74  | 0,97   | 2200 | 17,81            | 9,25  | 22,55 | 4400   | A       | А.И. Тутаринов, 1957          |
| Урансодержащие минералы (циркон)         |                          |      |                    |        |        |      |                  |       |       |        |         |                               |
| Новая Англия                             | Гранит                   | 400  | 3,50               | 2,50   | 93,50  | 4800 | —                | —     | —     | 1000   | E       | Дж.Н. Аллейникофф и др., 1979 |
| Карелия                                  | Габбро                   | 2500 | 71,00              | 12,70  | 15,05  | 2700 | 795,1            | 131,5 | 470,9 | 2550   | B       | В.С. Докучаев и др., 1990     |
| То же                                    | Гнейс                    | 2600 | 35,00              | 6,10   | 64,00  | 2650 | —                | —     | —     | 2550   | E       | E.B. Бибикова и др., 1973     |
| Алдан                                    | То же                    | 2900 | 83,81              | 14,00  | 1,90   | 2550 | —                | —     | —     | 2500   | B       | E.B. Бибикова и др., 1981     |
| Австралия                                | Сиегит                   | 1500 | 72,80              | 11,50  | 15,69  | 2450 | 8657             | 677,5 | 2047  | 1200   | Г       | Г.Е. Мортимер и др., 1988     |
| Забайкалье                               | Гранит                   | 300  | 68,35              | 8,35   | 22,88  | 2050 | 122,2            | 20,79 | 55,11 | 2600   | Г       | А.И. Тутаринов и др., 1980    |
| Украина                                  | То же                    | 2200 | 81,00              | 10,13  | 10,00  | 2050 | 11,18            | 15,97 | 38,42 | 5800   | A       | E.C. Бурксер и др., 1965      |
| Сибирская платформа                      | Пегматит                 | 1800 | 77,00              | 9,50   | 14,00  | 2050 | 31,67            | 43,78 | 45,50 | 4500   | A       | Сводные данные, 1968          |
| Австралия                                | Гранит                   | 1750 | 83,58              | 9,27   | 7,15   | 1825 | 182,9            | 18,44 | 20,67 | 1650   | B       | Г.Е. Мортимер и др., 1988     |
| Украина                                  | То же                    | 1800 | 73,00              | 8,00   | 21,50  | 1800 | 91,76            | 21,00 | 0,31  | 3100   | A       | А.П. Виноградов и др., 1957   |
| Карелия                                  | »                        | 2680 | 80,00              | 8,07   | 10,00  | 1650 | 44,86            | 19,83 | 84,53 | 4150   | A       | Г.Е. Овчинникова и др., 1990  |
| Австралия                                | Вулканит                 | 1750 | 76,63              | 7,52   | 16,56  | 1625 | 78,93            | 14,39 | 92,35 | 2200   | B       | Г.Е. Мортимер и др., 1988     |
| Новая Англия                             | Паратейс                 | 600  | 88,00              | 5,00   | 4,18   | 490  | 266,4            | 49,39 | 117,0 | 2750   | A       | Дж. Аллейникофф и др., 1979   |

Урансодержащие минералы (молальность)

|                           |          |      |       |      |       |      |       |       |       |      |   |                             |
|---------------------------|----------|------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|---|-----------------------------|
| Алданский шит             | Пегматит | 1800 | 1,30  | 0,20 | 98,70 | 2700 | 21,86 | 16,42 | 129,5 | 4900 | Е | Сводные данные, 1968        |
| Енисейский край           | Гранит   | 1770 | 11,20 | 1,30 | 88,11 | 1950 | —     | —     | —     | 600  | Е | С.И. Зыков и др., 1961      |
| Карелия                   | Пегматит | 1760 | 12,20 | 1,32 | 86,50 | 1800 | 152,1 | 32,39 | 84,45 | 2950 | Е | Н.Н. Ступникова и др., 1970 |
| Украина                   | Гранит-2 | 1950 | 12,67 | 1,35 | 88,00 | 1650 | 400,8 | 72,02 | 866,4 | 2700 | Е | Н.П. Шербаков и др., 1966   |
| (житомирский комплекс)    |          |      |       |      |       |      |       |       |       |      |   |                             |
| Украина                   | Гранит   | 2000 | 21,57 | 1,77 | 76,42 | 1250 | 30,04 | 20,73 | 41,33 | 4800 | Е | В.Г. Заславский и др., 1985 |
| (кировоградский комплекс) |          |      |       |      |       |      |       |       |       |      |   |                             |

Примечание.  $X_o$ ,  $Y_o$  и  $Z_o$  — отношения содержания изотопов примесного свинца соответственно  $(C_{206}/C_{204})_o$ ,  $(C_{207}/C_{204})_o$  и  $(C_{208}/C_{204})_o$ ; возраст (млн лет):  $t_{пр}$  — принятый,  $t_p$  — радиогенного и  $t_o$  — примесного свинца. Г — генерация, В — выборка (как правило, их введение не связано друг с другом). Тип РИС — см. табл. 1.

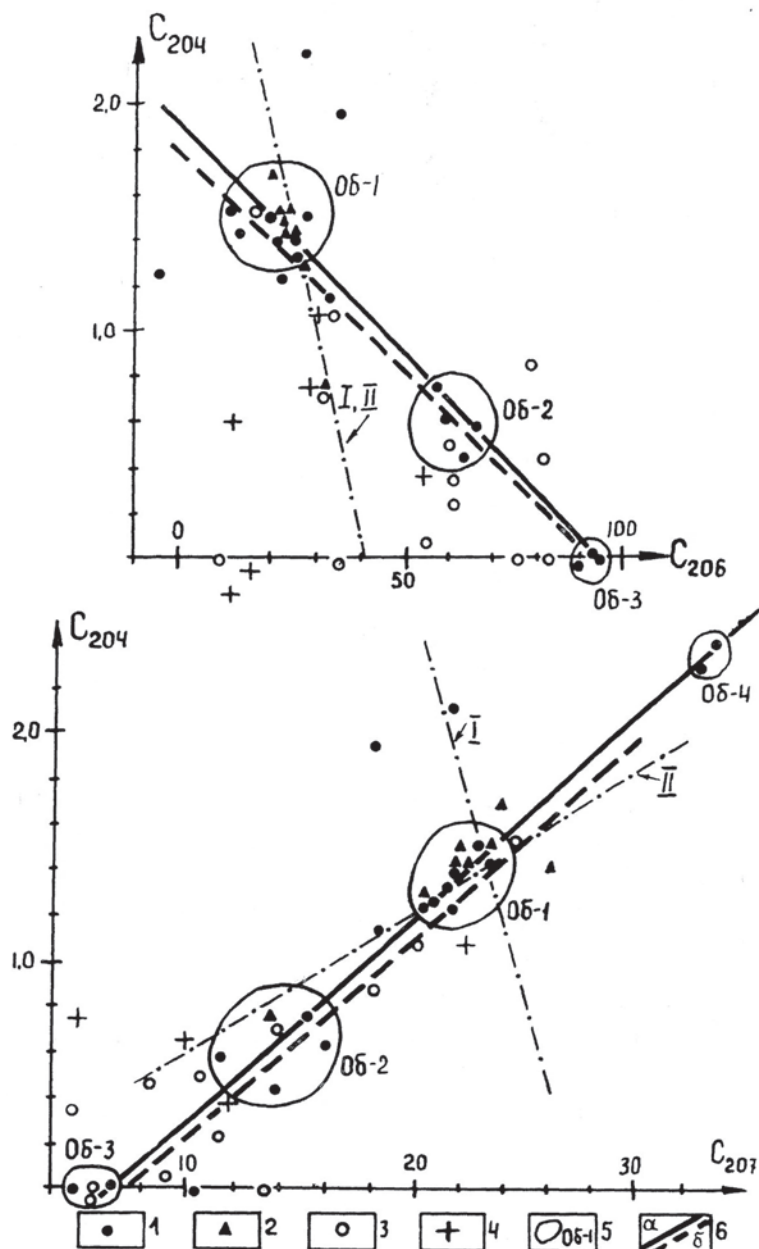


Рис. 3. Состав примесного Pb в породах и минералах:

1 — настуран; 2 — породы различного состава; 3 — циркон; 4 — монацит; 5 — области концентрирования точек настуранов; 6 — прямые, описывающие поведение изотопов Pb в настуранах (а), цирконах (б); штрихпунктирная линия — распределение Pb в метеоритах (см. рис. 5,Б)

чески во всех МН и ЦР [2, 8]. В некоторых ЦР [11] и МН (С.И. Зыков и др., 1961) возраст  $Pb_o$  меньше возраста  $Pb_p$ , что обусловлено привнесом Pb после отложения минерала.

Приведенные материалы свидетельствуют о возможности обнаружения нескольких стадий преобразования изотопного состава Pb,



### 3. Параметры распределений изотопов свинца в галенитах

| Регион, месторождение | Число проб | Тип РИС | ГТ | C 204 | C 206 | C 207 | C 208 | t <sub>пр</sub> | C 206p | C 207p | C 208p | γ      | Источник                    |
|-----------------------|------------|---------|----|-------|-------|-------|-------|-----------------|--------|--------|--------|--------|-----------------------------|
| Австралия             | 6          | A       | II | 1,616 | 21,37 | 23,61 | 53,42 | 3000            | 46,58  | 4,72   | 45,35  | 0,1014 | П. Броунинг, 1987           |
| Мурманское побережье  | 7          | A       | II | 1,414 | 24,18 | 21,95 | 52,45 | 2900            | 49,16  | 13,01  | 40,42  | 0,2647 | И.В. Чернышев и др., 1978   |
| Селбери               | 4          | A       | II | 1,157 | 27,12 | 19,48 | 52,25 | 1300            | 13,80  | 13,30  | 32,87  | 0,2471 | А.И. Тутаринов, 1955        |
| Енисейский край       | 13         | A       | II | 1,420 | 24,27 | 21,74 | 52,57 | 1000            | 63,20  | 10,40  | 24,25  | 0,1646 | М.И. Волобуев и др., 1963   |
| Швеция (КЛ)           | 4          | A       | II | 1,181 | 29,29 | 19,37 | 50,17 | 400             | 61,11  | 7,57   | 32,88  | 0,1239 | А. Джоханссон, 1983         |
| Центральное Верхояние | 27         | A       | I  | 1,352 | 25,12 | 21,34 | 52,18 | 500             | 58,44  | 2,85   | 36,12  | 0,0488 | Л.М. Натопов, 1981          |
| Швеция (КВ)           | 6          | A       | I  | 1,337 | 24,45 | 21,04 | 51,17 | 400             | 73,56  | 9,03   | 16,47  | 0,1228 | А. Джоханссон, 1983         |
| Приморье              | 15         | A       | I  | 1,370 | 25,00 | 21,22 | 52,41 | 80              | 46,01  | 5,33   | 45,84  | 0,1157 | Н.С. Герасимов и др., 1988  |
| Средняя Азия          | 10         | B       | I  | 1,366 | 24,71 | 21,40 | 52,55 | 220             | 44,50  | 31,63  | 29,75  | 0,7108 | А.П. Виноградов и др., 1955 |
| Забайкалье            | 8          | B       | I  | 1,354 | 25,14 | 21,26 | 52,25 | 140             | 33,60  | 29,05  | 37,36  | 0,8647 | И.Н. Томсон и др., 1966     |
| Рудный Алтай          | 6          | B       | I  | 1,357 | 25,14 | 21,22 | 52,41 | —               | 60,52  | 33,95  | 11,01  | 0,5610 | Сборная выборка             |
| Канада                | 12         | B       | I  | 1,356 | 25,12 | 21,24 | 52,28 | 550             | 43,89  | 1,94   | 61,75  | 0,0442 | К.Дж. Говин и др., 1982     |
| Швеция (КВ)           | 5          | B       | I  | 1,387 | 24,93 | 21,55 | 52,14 | 400             | 26,52  | 3,52   | 68,77  | 0,1317 | А. Джоханссон, 1983         |
| Забайкалье            | 15         | B       | I  | 1,336 | 25,35 | 21,23 | 52,15 | 150             | 29,65  | 8,04   | 60,28  | 0,2710 | И.Н. Томсон и др., 1966     |
| Чили (Анды)           | 28         | B       | I  | 1,362 | 25,13 | 21,24 | 52,28 | 100             | 37,40  | 7,17   | 57,01  | 0,1918 | А. Пуиг, 1988               |
| Рудный Алтай          | 10         | E       | I  | 1,390 | 24,85 | 21,55 | 52,21 | —               | —18,05 | —4,64  | 119,24 | 0,2572 | Сборная выборка             |

Примечание. ГТ — принятый возраст (отрублен) в млн лет; КЛ — кальцит; КВ — кварц.

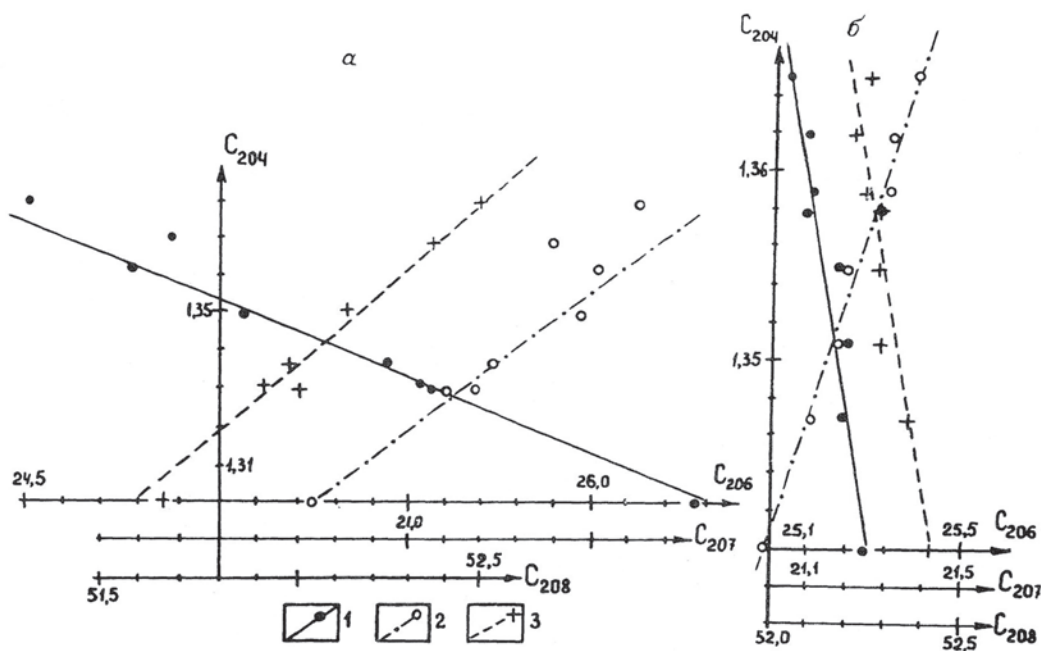


Рис. 4. Распределение изотопов Pb в галенитах из Верхоянья, тип А (а) и Канады (С.Дж. Голдвин и др., 1982), тип Б (б):

1 —  $^{206}\text{Pb}$ ; 2 —  $^{207}\text{Pb}$ ; 3 —  $^{208}\text{Pb}$

формирующих разные области концентрации точек  $\text{Pb}_0$  (см. рис. 3). Область Об-1 включает рудные, породные и метеоритные пробы, в которых, по-нашему мнению, присутствует первичный Pb. Первые порции примесного свинца в МН (Енисейский край, С.И. Зыков и др., 1961; Витимо-Алданский щит) имеют возраст 4100—4900 млн лет. К этому периоду относится и возраст МР. Область Об-2 объединяет пробы с примесным свинцом возрастом 2650—3400 млн лет. В УМ пробы с примесным свинцом возрастом менее 1900 млн лет образуют область Об-3. В ЦР обнаружены генерации возрастом 2100 и 1600 млн лет. Кроме того, согласно (2), в большинстве палеозойских месторождений урана возрастом 330 млн лет отмечается общий примесный Pb возрастом 570 и 5050 млн лет.

**Примесный Pb в галенитах.** В качестве эталона  $\text{Pb}_0$  используются данные по изотопному составу Pb галенита, сингенетичного минералу (Ю.А. Шуколюков и др., 1974). Поэтому анализ природы этого свинца позволит уточнить представления о примесном свинце УМ. В табл. 3 приведены объекты, в которых выявлены зависимости, соответствующие всем уравнениям 1А—2, а на рис. 4 — примеры РИС в ГЛ.

Эти данные указывают на присутствие в ГЛ смешанных радиогенных и примесных компонентов. Согласно (2), ГЛ обладают одинаковым составом примесного Pb с параметрами:  $C_{204} = 1,250$ ,  $C_{206} = 25,0$ ,  $C_{207} = 21,368$ ,  $C_{208}$

$= 52,863$  ( $\gamma$  0,8547,  $t$  5100 млн лет). Для выяснения дополнительных особенностей РИС в ГЛ построена диаграмма (рис. 5, А), на которую вынесены изотопные анализы Pb в ГЛ независимо от его принятого возраста, геотектонической позиции и источников.

Согласно ей, выделяются две группы ГЛ. Первая группа (ГЛ-I; 10—20 % имеющихся анализов) описывается уравнениями:  $C_{204} = -0,0740 C_{206} + 3,36$ ;  $C_{204} = 0,103 C_{207} - 0,828$ ;  $C_{204} = 0,129 C_{208} - 5,284$ .

Распределения изотопов свинца ГЛ-I относятся к группе ураногенных свинцов типа А (см. табл. 1). Галениты с высоким  $C_{204}$  имеют, как правило, принятый возраст до 3200 млн лет и установлены в местах распространения архейских и протерозойских метаморфитов. Галениты с пониженным  $C_{204}$  характерны для Швеции (принятый возраст источников до 1800 млн лет), отдельных проявлений Юго-Восточного Алдана (Л.Д. Шипилов и др., 1963), КМА (2000—2500 млн лет, А.И. Тугаринов и др., 1964), Кольского полуострова (1800 млн лет, К.К. Жиров и др., 1957), Украины (2300—3500 млн лет, Е.Н. Бартницкий и др., 1967).

Таким образом, тенденция уменьшения возраста с падением значений  $C_{204}$  говорит о том, что мы имеем дело не с изохроной, а прямой, близкой к конкордии. Поэтому  $\gamma$  (0,1775) не отражает возраст минералов этой группы. Если же ее рассматривать как проявление РИС в источнике, поставляющем общий для них Pb,



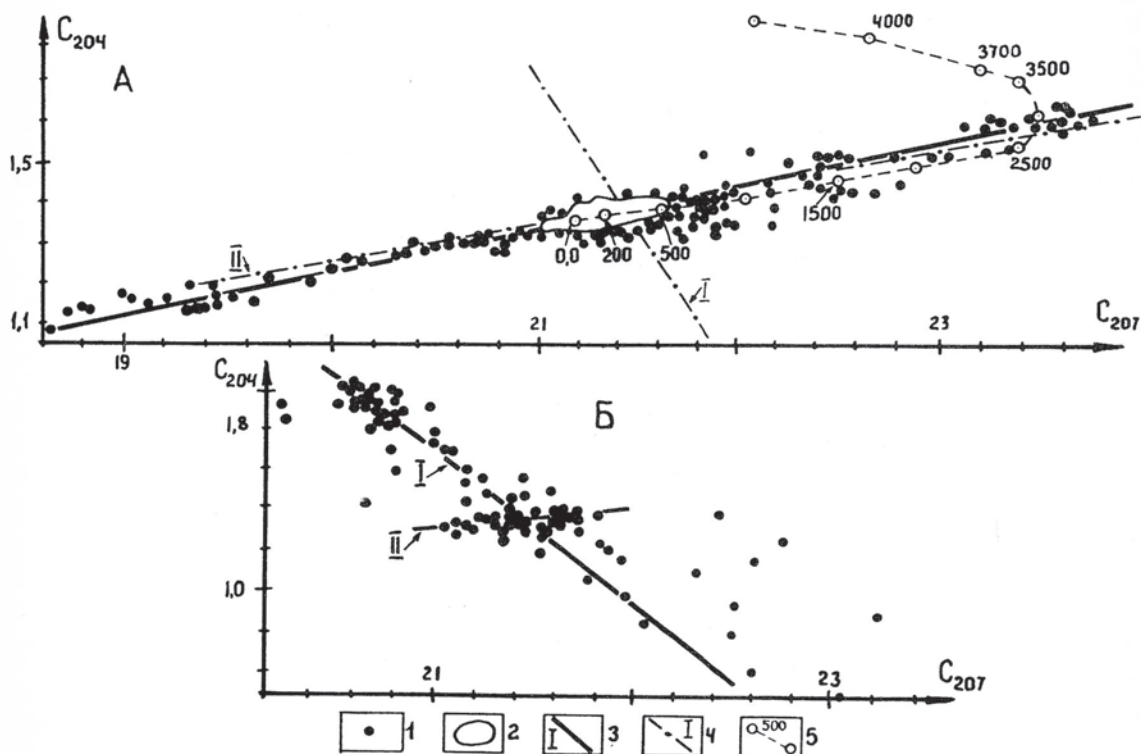


Рис. 5. Распределение изотопов Pb в природных образованиях:

А — в галенитах, Б — в метеоритах; 1 — наблюдаемые точки; 2 — область концентрирования Pb в галенитах ГЛ-II; 3 — прямые, обобщающие поведение точек в выборках и номера последних; 4 — распределение изотопов Pb в метеоритах (взято с рис. 5, Б); 5 — распределение относительных содержаний и возраст изотопов Pb по модели Рассела—Фаркуара—Каминга

то получим отношение  $U/Th$ , равное 0,2497, и кажущийся возраст примесного свинца этого источника 2650 млн лет.

Галениты второй группы (ГЛ-II) занимают очень компактную область (см. рис. 5, А) с минералами с принятым возрастом до 500 млн лет. В зависимости от координатной системы эти компакты включают 79,3—89,7 % анализов общей выборки.

*Распределение изотопов Pb в метеоритах.* Считается [6; Ю.А. Шуколюков и др., 1974], что основным поставщиком вещества, а следовательно, и Pb в ГЛ являются метеориты, хотя существуют гипотезы о заимствовании его из вмещающих пород. С целью проверки предположений были изучены РИС в МР и установлены (см. рис. 5, Б, линии I, II) две группы анализов, особенно в координатах  $C_{207}$  —  $C_{204}$ , которые подтверждаются и в координатах  $\ln^{206}Pb$ — $\ln^{207}Pb$  [3]. Это разделение совпадает с принятым для железных метеоритов (И.Е. Старик, 1963 и др.), отличаясь наличием всех разновидностей МР в группах.

Первая группа (МР-I) характеризуется уравнениями:  $C_{204} = -0,094 C_{206} + 3,751$ ;

$C_{204} = -0,735 C_{207} + 17,133$ ;  $C_{204} = 0,095 C_{208} - 3,600$ . Ее возраст — 4500 млн лет ( $\gamma$  0,5847) — совпадает с другими независимыми определениями (Г.В. Войткевич и др., 1970; Б.М. Найденов и др., 1963). Однако она оказалась не однородной: в координатах  $(1/Pb) - C_i$  выделяются подгруппы (см. табл. 2). К принятым значениям первоначального Pb (метеорит Каньон Диабло,  $X_0 = 9,307$ ;  $Y_0 = 10,294$ ;  $Z_0 = 29,476$ ) близок состав более молодой разности. Значение  $U/Th$ , равное 0,251, близко измеренному в МР Нуево Ларедо ( $\gamma$  0,2778 [10; Ю.А. Шуколюков и др., 1974]).

Метеориты-II (см. рис. 5, Б, линия II) обладают параметрами:  $C_{204} = -0,080 C_{206} + 3,320$ ;  $C_{204} = 0,094 C_{207} - 0,630$ ;  $C_{204} = 0,650 C_{208} - 1,275$ .

Значения первичного  $Pb_0$  даны в табл. 1. График РИС в МР-II пересекает линию РИС в МР-I в точке с  $M_p$  42,2 %. Генетическая линия поведения точек МР-II близка и по размаху распределения точек совпадает с таковой для ГЛ-I.

Рассмотренные РИС в различных геологических образованиях имеют ряд общих комбинаторных черт. Универсальными являются

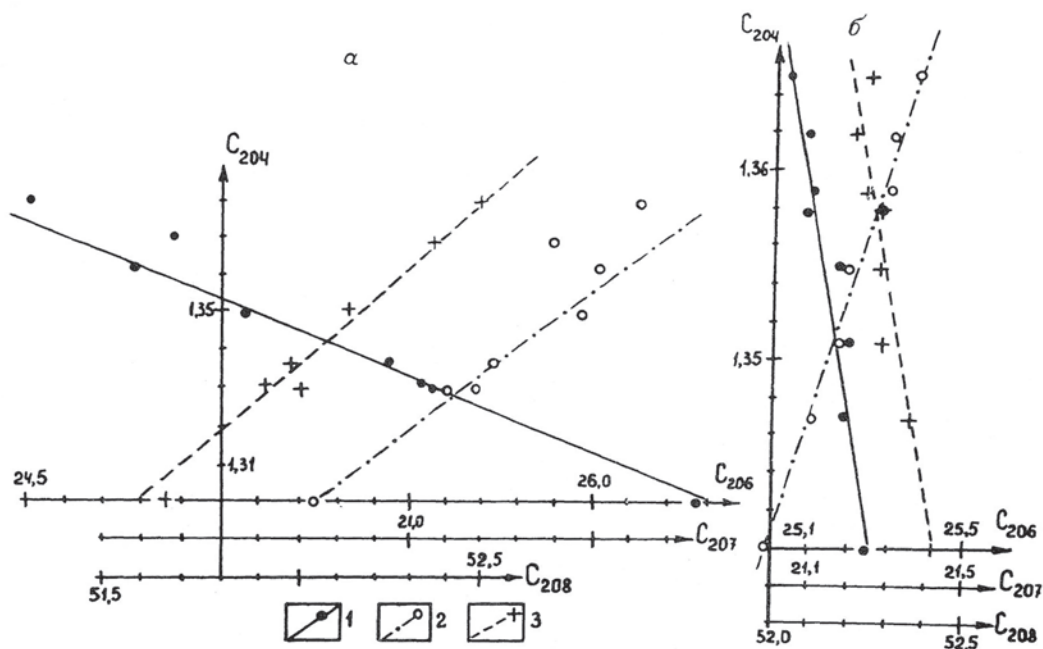


Рис. 4. Распределение изотопов Pb в галенитах из Верхоянья, тип А (а) и Канады (С.Дж. Голдвин и др., 1982), тип В (б):

1 —  $^{206}\text{Pb}$ ; 2 —  $^{207}\text{Pb}$ ; 3 —  $^{208}\text{Pb}$

формирующих разные области концентрации точек  $\text{Pb}_0$  (см. рис. 3). Область Об-1 включает рудные, породные и метеоритные пробы, в которых, по-нашему мнению, присутствует первичный Pb. Первые порции примесного свинца в МН (Енисейский кряж, С.И. Зыков и др., 1961; Витимо-Алданский щит) имеют возраст 4100—4900 млн лет. К этому периоду относится и возраст МР. Область Об-2 объединяет пробы с примесным свинцом возрастом 2650—3400 млн лет. В УМ пробы с примесным свинцом возрастом менее 1900 млн лет образуют область Об-3. В ЦР обнаружены генерации возрастом 2100 и 1600 млн лет. Кроме того, согласно (2), в большинстве палеозойских месторождений урана возрастом 330 млн лет отмечается общий примесный Pb возрастом 570 и 5050 млн лет.

**Примесный Pb в галенитах.** В качестве эталона  $\text{Pb}_0$  используются данные по изотопному составу Pb галенита, сингенетичного минералу (Ю.А. Шуколюков и др., 1974). Поэтому анализ природы этого свинца позволит уточнить представления о примесном свинце УМ. В табл. 3 приведены объекты, в которых выявлены зависимости, соответствующие всем уравнениям 1А—2, а на рис. 4 — примеры РИС в ГЛ.

Эти данные указывают на присутствие в ГЛ смешанных радиогенных и примесных компонентов. Согласно (2), ГЛ обладают одинаковым составом примесного Pb с параметрами:  $C_{204} = 1,250$ ,  $C_{206} = 25,0$ ,  $C_{207} = 21,368$ ,  $C_{208}$

$= 52,863$  ( $\gamma 0,8547$ ,  $t 5100$  млн лет). Для выяснения дополнительных особенностей РИС в ГЛ построена диаграмма (рис. 5, А), на которую вынесены изотопные анализы Pb в ГЛ независимо от его принятого возраста, геотектонической позиции и источников.

Согласно ей, выделяются две группы ГЛ. Первая группа (ГЛ-I; 10—20 % имеющихся анализов) описывается уравнениями:  $C_{204} = -0,0740 C_{206} + 3,36$ ;  $C_{204} = 0,103 C_{207} - 0,828$ ;  $C_{204} = 0,129 C_{208} - 5,284$ .

Распределения изотопов свинца ГЛ-I относятся к группе ураногенных свинцов типа А (см. табл. 1). Галениты с высоким  $C_{204}$  имеют, как правило, принятый возраст до 3200 млн лет и установлены в местах распространения архейских и протерозойских метаморфитов. Галениты с пониженным  $C_{204}$  характерны для Швеции (принятый возраст источников до 1800 млн лет), отдельных проявлений Юго-Восточного Алдана (Л.Д. Шипилов и др., 1963), КМА (2000—2500 млн лет, А.И. Тугаринов и др., 1964), Кольского полуострова (1800 млн лет, К.К. Жиров и др., 1957), Украины (2300—3500 млн лет, Е.Н. Бартницкий и др., 1967).

Таким образом, тенденция уменьшения возраста с падением значений  $C_{204}$  говорит о том, что мы имеем дело не с изохроной, а прямой, близкой к конкордии. Поэтому  $\gamma (0,1775)$  не отражает возраст минералов этой группы. Если же ее рассматривать как проявление РИС в источнике, поставляющем общий для них Pb,



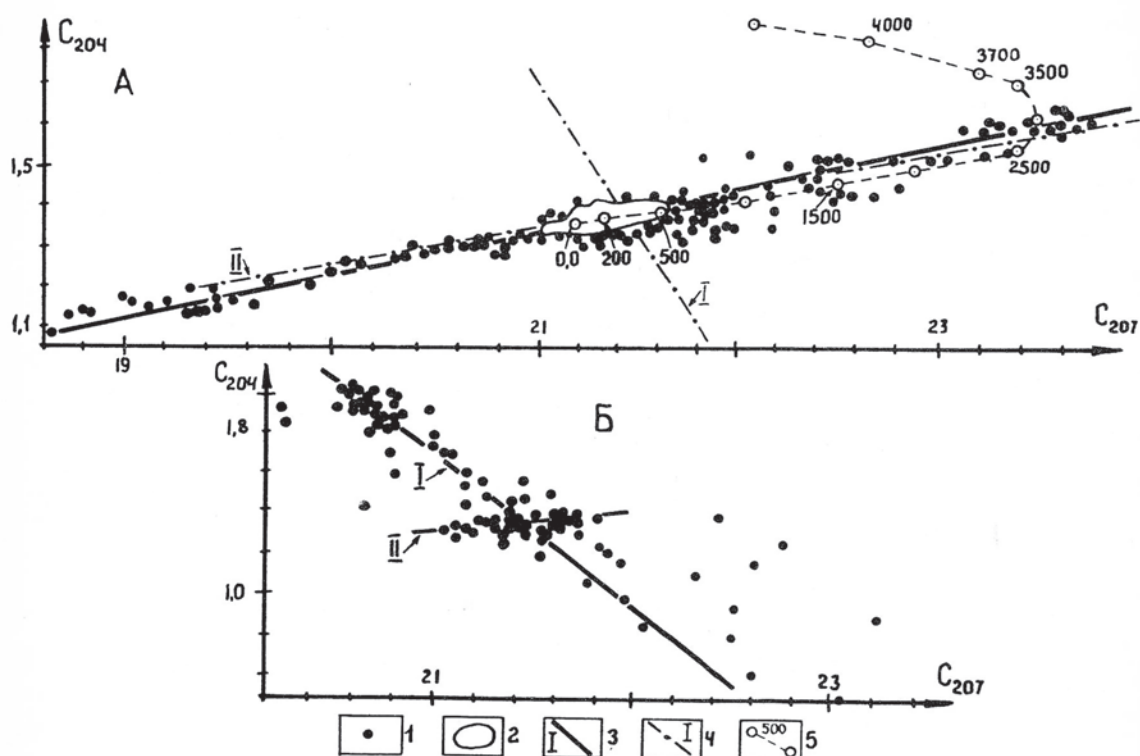


Рис. 5. Распределение изотопов Pb в природных образованиях:

А — в галенитах, Б — в метеоритах; 1 — наблюдаемые точки; 2 — область концентрирования Pb в галенитах ГЛ-II; 3 — прямые, обобщающие поведение точек в выборках и номера последних; 4 — распределение изотопов Pb в метеоритах (взято с рис. 5, Б); 5 — распределение относительных содержаний и возраст изотопов Pb по модели Рассела—Фаркуара—Каминга

то получим отношение U/Th, равное 0,2497, и кажущийся возраст примесного свинца этого источника 2650 млн лет.

Галениты второй группы (ГЛ-II) занимают очень компактную область (см. рис. 5, А) с минералами с принятым возрастом до 500 млн лет. В зависимости от координатной системы эти компакты включают 79,3—89,7 % анализов общей выборки.

*Распределение изотопов Pb в метеоритах.* Считается [6; Ю.А. Шуколюков и др., 1974], что основным поставщиком вещества, а следовательно, и Pb в ГЛ являются метеориты, хотя существуют гипотезы о заимствовании его из вмещающих пород. С целью проверки предположений были изучены РИС в МР и установлены (см. рис. 5, Б, линии I, II) две группы анализов, особенно в координатах  $C_{207} - C_{204}$ , которые подтверждаются и в координатах  $\ln^{206}\text{Pb} - \ln^{207}\text{Pb}$  [3]. Это разделение совпадает с принятым для железных метеоритов (И.Е. Старик, 1963 и др.), отличаясь наличием всех разновидностей МР в группах.

Первая группа (МР-I) характеризуется уравнениями:  $C_{204} = -0,094 C_{206} + 3,751$ ;

$C_{204} = -0,735 C_{207} + 17,133$ ;  $C_{204} = 0,095 C_{208} - 3,600$ . Ее возраст — 4500 млн лет ( $\gamma$  0,5847) — совпадает с другими независимыми определениями (Г.В. Войткевич и др., 1970; Б.М. Найденов и др., 1963). Однако она оказалась не однородной: в координатах  $(1/\text{Pb}) - C_i$  выделяются подгруппы (см. табл. 2). К принятым значениям первоначального Pb (метеорит Каньон Дьябло,  $X_0 = 9,307$ ;  $Y_0 = 10,294$ ;  $Z_0 = 29,476$ ) близок состав более молодой разновидности. Значение U/Th, равное 0,251, близко измеренному в МР Нуево Ларедо ( $\gamma$  0,2778 [10; Ю.А. Шуколюков и др., 1974]).

Метеориты-II (см. рис. 5, Б, линия II) обладают параметрами:  $C_{204} = -0,080 C_{206} + 3,320$ ;  $C_{204} = 0,094 C_{207} - 0,630$ ;  $C_{204} = 0,650 C_{208} - 1,275$ .

Значения первичного  $\text{Pb}_0$  даны в табл. 1. График РИС в МР-II пересекает линию РИС в МР-I в точке с  $M_p$  42,2 %. Генетическая линия поведения точек МР-II близка и по размаху распределения точек совпадает с таковой для ГЛ-I.

Рассмотренные РИС в различных геологических образованиях имеют ряд общих комбинаторных черт. Универсальными являются

комбинации при членах  $a'$  в ГХУ 1А—3 (см. табл. 1), поскольку они учитывают РИС в ГЛ с постоянным содержанием Pb ( $\approx 86\%$ ) в минерале. В табл. 1 тип А характеризует ураногенный, а тип Е — торогенный свинец; остальные типы — промежуточные. Для других образований порядок комбинаций не зависит от соотношений  $C_{206p}$  и  $C_{208p}$ , но в ГЛ в последовательностях от А до Е уменьшается доля  $C_{206p}$  и возрастает  $C_{208p}$ .

Анализ систематики ГХУ показал, что основные их классы представляют собой разные выражения одних и тех же зависимостей между содержаниями изотопов Pb, не неся никакой новой геохронологической информации относительно исходных уравнений 1А—1, решающих главные задачи геохронологии: определение состава и возраста радиогенного и примесного свинцов. Изучение последнего вместе с анализом РИС в различных геологических образованиях позволило рассмотреть условия возникновения этих свинцов.

Безусловно, на первом месте стоят взаимоотношения между РИС в МР и ГЛ. В последних выделены две основные составляющие: исходный Pb, названный примесным (первоначальный, первозданный и пр.), и радиогенный компонент. Поскольку в ГЛ отсутствуют U и Th, установленные значения  $C_p$  не могут быть объяснены их распадом в самом минерале. Кроме того, ГЛ практически всегда имеют эпигенетическую природу, образуясь за счет заимствования Pb из некоторого источника. Следовательно, состав Pb в минерале обусловлен, в первую очередь, соотношением и возрастом свинца в источнике в момент его выделения из последнего.

По существующим воззрениям исходной базой РИС в ГЛ являются МР [6]. На эту гипотезу опираются и методы определения возраста Pb в ГЛ, из которых к основным относятся методы Холмса—Гаутерманса и Рассела—Фаркуара—Каминга (Ю.А. Шуколюков и др., 1974; И.Е. Старик, 1961; Е.И. Гамильтон, 1968). В обоих вариантах в общем случае изотопный состав Pb в ГЛ представляется как смесь радиогенной добавки и первоначального свинца МР. Однако в свете полученных результатов при использовании предложенных для расчета  $t$  формул осложнения начинаются уже с выделения двух групп МР. Другое осложнение связано с появлением двух групп и различных комбинаторных типов ГЛ. Галениты-1 близки по параметрам к РИС в МР-II, что свидетельствует о вероятной генетической связи между ними. Наконец, важная особенность ГЛ-I — полное отсутствие признаков их близости к МР-I. Несмотря на внешнее сходство ГХУ для расчета  $t$  в методе Холмса—Гаутерманса и по ГХУ 1А-6, между ними имеется принципи-

альное различие: ГХУ 1А-6 описывает прямую линию, проходящую минимум через две точки — точки измеренного и эталонного Pb. Следовательно, прохождение прямой через точку Pb<sub>0</sub> является необходимым условием использования 1А-6. Проверка этого условия полностью исключена в методе Холмса—Гаутерманса, созданном для анализа единичных проб.

Сложнее проблема с методом Рассела—Фаркуара—Каминга. Для сопоставления с РИС в ГЛ-I на рис. 5, А по материалам Э.Р. Канасевича (1973) вынесены результаты расчета теоретического состава Pb (эталона) из приводимых им значений  $X_0$ ,  $Y_0$  и  $Z_0$ . Предполагаемое изменение отношения Pb:U:Th только в результате радиоактивного распада (Г.В. Войткевич и др., 1970) ведет к монотонности изменения содержаний  $C_p$ . Однако поведение эталона, особенно в координатах  $C_{207}$  —  $C_{204}$ , имеет более сложную форму, вследствие чего одному значению  $C_{207}$  соответствуют два значения  $C_{206}$ , что противоречит сущности радиоактивного распада и постоянству  $R$ .

Галениты-II характеризуются высокой компактностью, незначительной дисперсией и приуроченностью к пересечению обеих метеоритных линий и линии ГЛ-I. Малые дисперсии свидетельствуют о высокой гомогенности источника, образованного за счет смешения свинцов обеих метеоритных групп и ГЛ-I.

Таким образом, ни один из полученных результатов не позволяет говорить о прямой генетической связи Pb МР и ГЛ-I. Вместе с этим, на совместных диаграммах достаточно четко выявляется область, приуроченная к пересечению названных выше генетических линий. В нее входят точки примесного свинца практически всех ГЛ и наименее измененных пород различного состава.

Среди УМ выделяется группа с первичным Pb возрастом (5000—5500 млн лет), равным возрасту примесного свинца МР. Эта группа также приурочена (см. рис. 3, 5) к области, занятой ГЛ-II. Таким образом, выделяется область свинцов, общих практически для всех геологических образований. Поэтому, можно полагать, что свинец этой области — наиболее раннее и первичное образование, ставшее источником свинцов более поздних геологических образований, в т.ч. и ГЛ-I. Согласно Э.В. Соболевичу (1964), свинец МР именно этой области образован за счет преобразования Pb МР-I в период 7,5—4,7 млрд лет.

Дальнейшее изменение изотопного состава примесного Pb вызвано периодическим поступлением в систему урана. Таких периодов было не менее трех. Первый период соответствует интервалу 4100—4900 млн лет, включающему время образования МР-I. Следую-



шие периоды (2650—3400 и  $\leq 1900$  млн лет) относятся к докембрийскому этапу развития земной коры, описанному в работах Г.Д. Афанасьева (1970), О.К. Кратца [1], А.П. Семененко и др. (1965, 1976), А.И. Тугаринова (1970—1979) и других ученых с учетом распределения в докембрии пегматитов (Л.Н. Овчинников и др., 1976—1980) и полезных ископаемых [7] и т.д. Установлено, что в длительной истории геологической эволюции материков, начавшейся не позднее 3,8—4 млрд лет назад, можно наметить несколько периодов, различающихся по особенностям проявления интенсивных геологических процессов [1]. Эти исследования говорят об одновременности крупнейших тектономагматических циклов в истории нашей планеты (С.А. Салоп, 1970).

В пределах Украинского щита А.П. Семененко и др. (1965) выделяют пять «мегациклов», заканчивающихся периодами орогенеза. Наиболее ранний мегацикл — архейский (докембрий I и II) — включает Канский (3100—3500 млн лет) и Аульский (2700—3100) орогенезы (граниты, гранодиориты, мигматиты). Докембрий III (архей II) сменяется орогенезом в 2000—2300 млн лет с гранитами, чарнокитами Чудново-Бердичевских и Салтычанских массивов. Докембрий IV (ранний протерозой) завершается Криворожским орогенезом в 1700—2000 млн лет. Согласно [1], в интервале 3—2,5 млрд лет в результате грандиозного гранитообразования произошли резкое нарастание сиалической коры и ее консолидация. В стадию 2,5—1,6 млрд лет развиваются мобильные пояса с геосинклинальной и безгеосинклинальной подготовкой и одновременно накапливаются эпикратонные отложения [1]. В это же время (1900 млн лет) происходят интенсивное перераспределение рудного вещества [7] и урановое рудообразование [9].

Сопоставление этих данных указывает на соответствие этапов формирования Pb важнейшим периодам перестройки земной коры, свидетельствует об источниках Pb. Это урановые месторождения, архейские и протерозойские породы, служившие материалом для образования гранитоидных магм и крупными концентраторами и транспортными агентами урана, при распаде которого возник примесный Pb, вовлеченный в дальнейшем в процессы породо- и минералообразования.

Итак, решение геохронологических задач связано с учетом обыкновенного, в более общем случае — примесного свинца Pb<sub>0</sub>. Для этого проведена переинтерпретация РИС различных геологических образований на основе ревизии существующих геохронологических уравнений, предложено новое

решение вопроса об этапах формирования изотопного состава Pb<sub>0</sub>.

Выделение нескольких групп метеоритов и галенитов позволило оценить их взаимоотношения, связь с примесным Pb пород и минералов и выявить область изотопных составов свинца в метеоритах, послуживших источником свинца для геологических объектов.

На основе анализа РИС установлено не менее четырех этапов формирования примесного свинца. Ранний этап, относимый к интервалу 5000—5500 млн лет, совпадает со временем образования примесного свинца метеоритов, на который при становлении пород и минералов наложился радиогенный свинец. Внедрение новых порций урана происходило в периоды 4100—4900 млн лет (сюда входит и радиогенный свинец метеоритов), 2650—3400 и  $\leq 1900$  млн лет. Эти этапы соответствуют основным циклам развития земной коры в архее и протерозое, а породы этого возраста послужили источником примесного свинца.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кратц К.О. Геология и геохронология докембрия. — Л.: Наука, 1988.
2. Легкова Г.В., Плоткина Т.Э. Генерации циркона из бердичевских гранитов и пегматитов // Минералогический журнал. 1980. Т. 12. № 6. С. 19—25.
3. Макаров В.П. К изотопной геохимии радиоактивных минералов // Основные проблемы теоретической и прикладной минералогии. — М., 1985. С. 219—220.
4. Макаров В.П. Об определении возраста урановых минералов // Геология и геофизика. 1991. № 4. С. 76—81.
5. Макаров В.П. Особенности распределения относительных содержаний изотопов свинца // Сов. геология. 1991. № 6. С. 56—61.
6. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. — М.: Наука, 1983.
7. Михайлов Д.А., Соколов Ю.И. Эндогенные режимы рудогенеза в раннем докембрии // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. — Л., 1985. С. 103—120.
8. Руденко С.А. Циркон — индикатор становления и конституции пород эндогенных комплексов // Минералогический журнал. 1989. Т. 11. № 4. С. 48—57.
9. Смит Э.Э. Обзор современных концепций об источниках урана в жильных месторождениях // Образование месторождений урана. — М., 1976. С. 527—541.
10. Brevart O., Dupre B., Allegre C.J. Metallogenic provinces and the remobilization processes studied by lead isotopes: leadzinc ore deposits from the Southern Massiv Central, France // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. № 3. P. 564—575.
11. Zircon U-Pb dating in the vicinity of the Olympic Dam Cu-Au deposit Roxby Downs, South Australia / B.E. Mortimer, J.A. Cooper, H.L. Paterson et al. // Econ. Geol. 1988. Vol. 83. № 3. P. 594—709.

Принята редколлегией 30 ноября 1992 г.

# Contents

---

## METALS AND NON-METALS

|                                                                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Narseyev V. A.</i><br>Theory of endogene zonality of ore deposits . . .                                                                                                  | 3  |
| <i>Los' V. L., Gubernik I. A.</i><br>Prerequisites, methodology and results of<br>computerised simulation of ore deposition processes                                       | 10 |
| <i>Kryuchkov A. I., Kharkiv A. D., Rogovoi V. V.</i><br>Dynamic impact of traps on kimberlites and<br>identification of kimberlite reject rejects . . . .                   | 16 |
| <i>Miguta A. K., Pakulnis G. V.</i><br>Uranium and complex ore formation in Proterozoic<br>depressions . . . . .                                                            | 24 |
| <i>Belyaev E. V., Dyachkov I. V.</i><br>Predictive-prospecting criteria of complex apatite-<br>rich deposits of sienit-gabbro formation of Altai-<br>Sayan region . . . . . | 32 |

## REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

|                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| <i>Eidlin R. A., Shmanenko Yu. S.</i> |  |
|---------------------------------------|--|

|                                                                            |    |
|----------------------------------------------------------------------------|----|
| Deep geodynamic model of Central Kolymski earth<br>crust segment . . . . . | 41 |
|----------------------------------------------------------------------------|----|

## MARINE GEOLOGY

|                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Favorskaya M. A., Zhdanov S. M.</i><br>On metallogenic importance of ambient systems in<br>Pacific ocean floor disturbance . . . . .                                                                                                          | 51 |
| <i>Kalnoi G. A., Cheshuin V. V.</i><br>Features of geological and geophysical methods<br>application during geological survey of Arctic shelf                                                                                                    | 59 |
| <i>Mikhailov Yu. A., Bondarchuk K. G., Naidyonov<br/>V. N., Priyomyshev N. N., Frolov V. D., Shlezinger<br/>A. E., Elmanovich S. S.</i><br>Regional seismostratigraphic prediction of oil/gas<br>accumulation zones in NW shelf of the Black sea | 63 |

## MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

|                                                                        |    |
|------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Makarov V. P.</i><br>On nature of common lead in minerals . . . . . | 67 |
|------------------------------------------------------------------------|----|



