MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF THE RUSSIAN FEDERATION

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

A. P. KARPINSKY RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE (VSEGEI)

LITHOGEODYNAMICS AND MINERAGENY OF SEDIMENTARY BASINS

Edited by Academician of RAN A. D. Shcheglov

Saint-Petersburg
VSEGEI Press
1998

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ЛИТОГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Под редакцией академика РАН А. Д. Щеглова

Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ
1998

ББК 26.3
Л64
УДК (551.24+553.4):552.5

Л64 Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов/ Е. А. Басков, Г. А. Белсницкая, С. И. Романовский и др.; Под ред. А. Д. Щеглова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. — 480 с.

Lithogeodynamics and minerageny of sedimentary basins/ E. A. Baskov, G. A. Belenitskaya, S. I. Romanovsky et al. Edited by A. D. Shcheglov. — SPb.: VSEGEI Press, 1998. — 480 p.

С позиций литогеодинамики рассмотрен сложный комплекс проблем, касающихся условий формирования осадочных бассейнов в разных геодинамических обстановках, приведена единая схема «бассейнового анализа» — от выделения осадочных бассейнов и установления индикационных рядов осадочных формаций для бассейнов наиболее характерных геодинамических обстановок до выявления генетических связей седиментационной истории бассейна с его минерагенической специализацией. Подробно описаны три класса продуктивных осадочных бассейнов: галогенсодержащие, угленосные и рудоносные.

Для научных работников, геологов-практиков, а также для преподавателей и аспирантов вузов геологического профиля.

Табл. 21, ил. 82, список лит. 533 назв.

An entire range of challenging problems, concerning the formation conditions of sedimentary basins under different geodynamic environments is considered in the context of lithogeodynamics; a unified scheme of «basin analysis» is given — from distinquishing sedimentary basins and establishing the indication series of sedimentary formations for basins of the most characteristic geodynamic environments to revealing genetic links between the sedimentary history of the basin and its mineragenic specialization. Three classes of productive sedimentary basins are described in detail: halogen—bearing, coal—bearing, and ore—bearing.

For scientific workers, practical geologists, as well as teachers and post—graduates of geological higher schools.

21 Table, 82 ill., bibliogr. 533.

Авторы: *Е. А. Басков, Г. А. Беленицкая, С. И. Романовский, А. С. Тараканов, В. П. Феоктистов, В. Н. Волков, И. Б. Волкова, С. В. Егоров, Т. К. Иванова, А. К. Йогансон, В. А. Литвинова, А. Г. Неклюдов, В. В. Петров, С. Н. Суриков, Г. М. Шор, Л. Д. Щеглов*

Издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ
Проект № 97-05-78006

ББК 26.3

Л $\frac{1804020300 — 007}{9Р8(03) — 1998}$

© Коллектив авторов, 1998

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 1998

© А. Г. Хотимский, С. А. Топорец, обложка, 1998

ПРЕДИСЛОВИЕ

Уходит в историю двадцатый век. Он свидетель грандиозных по своему значению социально-политических событий, век революций и двух мировых войн, потрясших все страны, все население планеты. Однако, несмотря на тяжелые последствия этих событий, двадцатый век характеризуется яркой вспышкой научного прогресса. Геология в этом отношении не является исключением: к концу столетия она пришла с крупными достижениями практически во всех геологических дисциплинах. Это, пожалуй, прежде всего относится к тектонике и геодинамике, аккумулирующим знания других ветвей геологии. Родившись в середине 60-х годов, концепция тектоники литосферных плит послужила мощным толчком для развития современных представлений о характере геологической эволюции нашей планеты. Тем не менее не все оказалось совершенным в этой гипотезе. Ряд ее основных положений не выдерживает испытания временем, «терпит неудачу», и становится очевидным, что эту «парадигму» нельзя считать универсальной. Очевидно, создание общепризнанной теории тектонического развития нашей планеты — задача исследователей XXI в.

Однако и настоящее столетие, в особенности его последние десятилетия, привнесло в геологию идеи, имеющие непреходящее, первостепенное значение. Они различны по масштабу, иногда казалось бы отдаленно связаны между собой, но тем не менее именно они в совокупности определяют значительный прогресс в геологической науке. По нашему мнению, к таким выдающимся открытиям и обобщениям относятся в первую очередь: познание особенностей геологического строения Мирового океана; создание и развитие учения о процессах рифтогенеза; развитие и совершенствование формационного анализа; изучение и признание нелинейного характера проявления геологических процессов, познание и вовлечение в орбиту исследований глубинных явлений, происходящих на разных уровнях тектоносферы Земли. Все остальное — производные от этих пяти главных достижений, в том числе и представления гипотезы тектоники плит, в определенной степени синтезирующей и развивающей эти пять основных научных направлений, основанных прежде всего, и это следует подчеркнуть, на огромном принципиально новом фактическом материале.

К числу таких производных проблем относится литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов, главные положения которой и излагаются в предлагаемой читателю монографии. Эта проблема родилась на стыке нескольких научных направлений, которые оформились в последние десятилетия: учение о формационном анализе, тектоника плит и представления о нелинейном характере развития геологических, и прежде всего рудных, процессов. Последнее обстоятельство имеет первостепенное значение для понимания минерагении осадочных бассейнов. Как известно, до недавнего времени осадочные бассейны не привлекали должного внимания с позиций выявления в их пределах крупных рудных месторождений. Однако в последние годы во многих странах в осадочных бассейнах были

открыты новые типы рудных месторождений, среди которых особое значение имели осадочно-гидротермальные месторождения золота, серебра, ртути, вольфрама, сурьмы, платины, никеля и других металлов. Осадочные бассейны «раскрыли» свои неожиданные возможности в отношении новых типов месторождений полезных ископаемых, прежде всего специфической группы рудных объектов. В их пределах кроме традиционных месторождений угля, нефти, газа, железа, меди и других оказались неизвестные ранее проявления рудного и нерудного минерального сырья. Причем спектр рудных месторождений буквально с каждым годом все расширяется и расширяется: оказывается, процессы «внутрибассейнового рифтогенеза», проявление глубинных разломов в осадочных бассейнах одновременно с процессами осадконакопления сопровождаются активным рудообразованием с возникновением сложнейшей гаммы рудных концентраций, претерпевающих затем непростые преобразования.

Конечно, следует подчеркнуть, что мощным стимулом для изучения осадочных бассейнов явились и представления о геодинамических режимах и обстановках, связанные с развитием тектоники литосферных плит. Именно она применительно к осадочным бассейнам, условиям образования и выбору возможных путей их классификации открыла новые пути решения, более конструктивные и разноплановые, чем возможные при применении «старых», геосинклинальных, воззрений. В этом заключается одна из своеобразных особенностей тектоники плит, когда с позиций этой концепции процессы образования осадочных бассейнов получают объяснение в новом ракурсе геологических событий, освещая генезис осадкообразования в контексте с современными геодинамическими представлениями. Другая очень важная особенность рассматриваемой проблемы — неразрывная связь ее с учением об осадочных формациях, дающая возможность выявлять строго определенные осадочные формации (с характерным набором их признаков), которые служат индикаторами и определенных геодинамических режимов. Эта задача решается с помощью литогеодинамики, ее методических приемов и представлений, позволяющих устанавливать наиболее объективно литологические признаки (индикаторы) тектонических режимов образования осадочных формаций. В свою очередь все это направлено на создание геодинамических моделей осадочных бассейнов и прогноз в их пределах различных месторождений полезных ископаемых, что и является главной прикладной целью работы.

Таким образом, в совокупности все эти вопросы придают проблеме «литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов» особое значение, выдвигают ее в разряд первостепенных для современной геологии. Велико и ее прикладное значение, так как позволяет по-новому взглянуть на оценку крупных территорий, которые ранее считались бесперспективными в отношении рудных ископаемых. По существу в XXI столетии наступит совершенно новый этап в изучении рудоносности осадочных формаций и определении их прогнозно-минерагенических перспектив. И если еще совсем недавно только складчатые области, насыщенные магматическими образованиями, привлекали внимание современных рудознатцев с целью выявления новых типов месторождений рудного сырья, то в настоящее время огромные площади осадочных бассейнов становятся ареной таких исследований, для которых необходимы принципиально новые методики и методы работы. Изучение минерагении осадочных бассейнов практически только в начале своего пути. Для России эта проблема имеет особенно важное значение, так как практически две трети ее площади сложены

осадочными образованиями (без учета шельфовых зон северных и дальневосточных морей). Это обстоятельство придает изучению минерагении, прежде всего рудоносности осадочных бассейнов разного возраста, особые приоритеты.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что сегодня более всесторонне и комплексно особенности развития осадочных бассейнов и формирование в их пределах специализированных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций анализируются с позиций геодинамических представлений, что позволило вскрыть новые аспекты, казалось бы, «старых» представлений, увидеть более четко скрытые глубокие связи между тектоникой и проявлением процессов рудообразования, ведущие к возникновению сложных и разнообразных групп осадочных и осадочно-вулканогенных месторождений, «наполнивших жизнь» осадочных бассейнов новым содержанием и развитием.

Представляемая читателю монография написана сотрудниками ВСЕГЕИ и является результатом их многолетних работ по изучению осадочных бассейнов и приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых. Конечно, в данной монографии освещена только часть вопросов этой крупной проблемы, что в определенной степени является недостатком работы. Так, например, из рассмотрения исключены нефтегазоносные бассейны и вопросы металлогении ложа современного Мирового океана, служащего гигантским осадочным бассейном. Не рассматривается и интересный вопрос о связи рудных месторождений с нефтяными и газовыми, что уже сделано в ряде работ отечественных исследователей [23, 71, 87, 231, 258 и др.]. Как известно, ими было показано, что не только нефтяные и газовые, но и некоторые типы рудных месторождений являются продуктами закономерной эволюции осадочных бассейнов. Последнее положение находит более полное развитие в настоящей книге. Главное внимание в работе уделено характеристике угленосных, галогенсодержащих и рудоносных осадочных бассейнов разных типов, которая дается на фоне современных литогеодинамических представлений, позволяющих объединить идеи плейттектоники с формационным анализом и литогеодинамикой, выявляющей характерные литологические индикаторы тектонических режимов прошлых эпох.

Монография состоит из четырех частей, взаимосвязанных между собой, но в то же время представляющих в определенной степени самостоятельные исследования.

Первая часть посвящена литогеодинамическим основам осадочных бассейнов и является «идеологическим стержнем» работы, так как в ней приведены классификация и характеристика геодинамических типов осадочных бассейнов.

Вторая часть рассматривает важный вопрос, который обычно не обсуждается в работах по осадочным бассейнам: их гидрогеологию и флюидогеодинамику. Это очень важная проблема, без которой невозможно понять многие важные проблемы рудообразования и шире — минералообразования в призмах осадочных пород, в которых оказываются погребенными огромные массивы воды и рассолов. Их влияние на процессы рудообразования еще далеко не понято исследователями, в особенности — на формирование так называемой эндогенной группы месторождений.

Третья и четвертая части охватывают группу важных проблем, посвященных характеристике продуктивных осадочных бассейнов, среди которых на данной стадии их изучения выделяются наиболее контрастно

по особенностям своего формирования три крупные группы: угленосные, галогенсодержащие (ч. III) и рудоносные (ч. IV). При этом каждая группа освещена в различных аспектах: от геодинамического положения разных бассейнов до характеристики типичных месторождений и их минеральных особенностей.

Необходимо отметить, что при освещении сложных проблем, рассматриваемых в монографии, в ряде ее глав отражены представления авторов, которые не являются общепризнанными и достаточно дискуссионны. Однако редактор не счел возможным «причесывать» такие представления, полагая, что при «рождении» новой научной проблемы такой «научный плюрализм» не только возможен, но даже в определенной степени и полезен, в особенности в геологии, где авторский, во многом субъективный, метод осмысления природы закономерностей является все еще главным инструментом их анализа.

Авторы приложили значительные усилия для создания монографии; они были едины в понимании важности освещения ключевых вопросов указанной проблемы и необходимости подведения итогов их многолетних работ. Их сплачивала уверенность в том, что отечественная геология в XXI в. наконец-то приобретет второе дыхание, найдет пути выхода из кризисного положения и вновь займет в мировом геологическом сообществе достойное ее вкладу в науку место.

Редактор считает необходимым отметить высокую ответственность всех авторов и особую роль при создании монографии С. И. Романовского.

Часть первая
ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Комплексный подход к изучению осадочных палеобассейнов предполагает последовательное рассмотрение цепочки взаимосвязанных вопросов: от разработки систематики бассейнов на геодинамической основе и построения тектоно-седиментологических моделей, описывающих условия заложения бассейна и последующего его заполнения разнофациальными комплексами осадков, до конкретизации связи рудоносности бассейна с его геодинамической позицией и формационными рядами (латеральными и вертикальными) выполняющих его осадочных отложений. Если к тому же учесть, что геологи всегда решают так называемые обратные задачи, касающиеся палеореконструкций, то для их более надежного обоснования необходимо предварительно рассмотреть ряд прямых задач, связывающих геодинамику с седиментационной «жизнью» бассейна. Все эти задачи решаются нами на основе методов *литогеодинамики.*

Глава I.1. ИСХОДНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

I.1.1. Осадочный палеобассейн

Под *осадочным бассейном геологического прошлого (палеобассейном)* следует понимать реконструктивную тектоно-седиментологическую модель конкретного участка земной коры (былой седиментосферы), согласно которой его структурные и вещественные характеристики соотносятся с одной из разновидностей депрессионных структур, соответствующих конкретной геодинамической обстановке. Выделенный таким образом палеобассейн является стратифицированным геологическим телом, представляющим собой в структурно-вещественном отношении упорядоченную совокупность осадочных (осадочно-вулканогенных) комплексов, сформировавшихся на определенном этапе геодинамической эволюции конкретной территории [295].

Ясно, что определение осадочного палеобассейна важно не само по себе, оно позволяет более доказательно, на строгой геодинамической основе контролировать этапность геологического развития территории, выявлять место выделенной структуры (палеобассейна) в ряду других, влиявших в определенные отрезки геологической истории на протекание таких процессов, как осадконакопление, вулканизм, магматическая деятельность и рудогенез. Следовательно, только распутав этот клубок сложных взаимосвязей, можно более уверенно подходить и к экстраполяционным заключениям, прежде всего прогнозно-минерагеническим.

I.1.2. Ряды осадочных формаций как индикаторы геодинамических обстановок

Процессы заполнения осадочных бассейнов разнофациальными комплексами осадков непосредственно зависят от геодинамической позиции бассейна. Верно и обратное: чисто литологические индикаторы геодинамических режимов играют важную роль при региональных реконструкциях. И тот и другой подходы входят в компетенцию самостоятельной науки, которую предложено называть литогеодинамикой [292].

Литогеодинамика — наука, изучающая литологические индикаторы геодинамических режимов прошлого. Ранее полагали, что такими индикаторами могут быть петрологические особенности терригенных и карбонатных пород, поскольку считалось, что и минералогический состав песчаников, и характерные фаунистические сообщества в известняках и доломитах чутко реагируют на малейшие нюансы геодинамических режимов. Однако уже вскоре стало ясно, что отдельные разновидности осадочных пород сами по себе индикаторами геодинамических режимов служить не могут, так как спектр фациальных особенностей среды осадконакопления, включающий и гидродинамическую активность прибрежных зон, и особенности рельефа дна, и химизм океанской воды, и биопродуктивность шельфа значительно шире, чем изученные на сегодня энергетические характеристики геодинамических режимов. Поэтому особенности фракционного и петрографического составов отдельных типов терригенных пород поневоле оказываются конвергентными в отношении геодинамики и однозначные геодинамические реконструкции при этом чаще всего являются ненадежными.

Столь же неоднозначны литогеодинамические реконструкции по единичным формациям, поскольку и они в подавляющем большинстве случаев гомологичны широкому спектру геодинамических обстановок. Так, чрезвычайно широко развитая в отложениях всех систем фанерозоя флишевая формация в равной степени характерна и для континентального подножия пассивных и активных окраин, и для долинно-веерных систем подводных конусов выноса, и для террас континентального склона островных дуг, и для приостровных зон окраинных морей, и для междуговых бассейнов, и для эпиконтинентальных рифтов, и, наконец, для глубоководных желобов. Угленосная же формация связывается и с впадинами так называемого рассеянного рифтогенеза, и с предгорными прогибами коллизионных зон, и с внутриплитными прогибами на платформах, и с авлакогенами, и с рядом других геодинамических обстановок. Столь же разнообразен спектр обстановок, с которыми ассоциируются соленосная, фосфоритоносная, красноцветная и другие виды осадочных формаций.

Поэтому, если рассматривать разные геодинамические типы осадочных бассейнов, то уже из самого факта их разной геодинамической принадлежности следует, что история заполнения бассейна фациально различными комплексами осадков самым тесным образом связана с индивидуальными особенностями конкретной геодинамической обстановки. Следовательно, не отдельные типы пород и даже не индивидуальные виды формаций, а только *генетически предопределенные латеральные и вертикальные ряды осадочных и осадочно-вулканогенных формаций* могут служить надежными индикаторами при геодинамических реконструкциях. Эти ряды должны устанавливаться не эмпирически (хотя на ранней стадии изучения конкретных бассейнов вполне допустим и такой подход), а *выводиться* из

тектоно-седиментологических моделей осадочных бассейнов разных геодинамических типов.

Последовательность операций, которые предпринимает геолог при реконструкции геодинамического типа осадочного бассейна, обычно сводится к реализации следующих процедур: а) циклическому и фациальному анализам разрезов; б) построению литофациальных профилей вдоль и вкрест простирания структурно-фациальных зон; в) лито(цикло)стратиграфической корреляции разрезов в пределах выделенных структурно-фациальных зон; г) выделению структурно-формационных комплексов в общей стратиграфической последовательности исследуемых отложений (обоснование вертикальных рядов формаций); д) выделению последовательности структурно-формационных комплексов в пределах единого стратиграфического интервала (обоснование латеральных рядов формаций); е) сравнению полученных формационных рядов с эталонными рядами, индикационными для конкретного геодинамического вида осадочного бассейна (выделение осадочного палеобассейна).

Иными словами, при изучении осадочных бассейнов на первый план в настоящее время выходит задача: установить связи между геодинамической историей бассейна и типами выполняющих его осадочных комплексов. Именно по этой причине вновь возник угасший было интерес к формационному анализу, поскольку теперь с полной определенностью встал вопрос о воссоздании истории заложения, развития и последующей геодинамической трансформации бассейна, причем в тесной связи с сопутствующими процессами осадконакопления, магматизма и рудогенеза. Теперь, вероятно, ни у кого нет сомнений в том, что формация как объект пристального интереса геологов может рассматриваться только как *модель,* использование которой должно способствовать решению возникающих при изучении осадочных бассейнов задач. Причем наиболее интересные результаты, в том числе касающиеся и открытия месторождений принципиально новых генетических типов, по-видимому, следует ожидать только при построении моделей конкретных бассейнов. Это либо так называемые имитационные модели, использующие наряду с описательными характеристиками объекта и аналитические соотношения, которые связывают в формализованном виде физические, физико-химические и гидродинамические параметры системы седиментации; либо модели феноменологического плана, опирающиеся только на описательные признаки и интуитивные соображения исследователя. Но в том и другом случае одной из главных характеристик модели будут так называемые *индикационные ряды осадочных формаций* [295].

Конкретные седиментологические модели осадочных бассейнов будут рассмотрены в соответствующих главах книги. Сейчас лишь отметим те общие ограничения, которые накладывает на них современная геодинамика.

1. Осадконакопление в океанических бассейнах идет на фоне горизонтально перемещающихся плит или, что то же самое, осадок ложится на латерально подвижный субстрат, и в зависимости от того, в какой части плиты находится конкретный осадочный бассейн, изменяется влияние этого фактора на распределение в пределах бассейна разнофациального комплекса осадков. Для субдукционных бассейнов на активных окраинах знание горизонтальной проекции скорости движения плиты несущественно, поскольку они формируются главным образом в условиях сжимающих напряжений, и для моделирования индикационных рядов осадочных фор-

маций важнее знать связь изостатической компенсационной тектоники с интенсивностью поступления осадков в бассейн. Для рифтогенных бассейнов значение фактора латеральной миграции дна бассейна повышается при переходе от бассейнов внутриплитных обстановок к межконтинентальным рифтам и далее к окраинноплитным бассейнам на пассивных континентальных окраинах. Но наиболее важен он применительно к бассейнам спредингового ряда. Поэтому при литогеодинамических реконструкциях существенное значение приобретают *латеральные* индикационные ряды осадочных формаций. И не исключено, что каждая геодинамическая обстановка будет характеризоваться типологическим для нее латеральным рядом.

2. Любой осадочный бассейн имеет собственную геодинамическую историю: от зарождения до прекращения своего существования при изменении геодинамической обстановки. Поэтому обобщенные седиментологические модели бассейна и выводимые из них теоретически индикационные ряды осадочных формаций должны быть тесно увязаны с тектоно-геофизическими моделями бассейнов конкретной геодинамической обстановки. Эти модели, как правило, фиксируют этапность раскрытия бассейнов, направленность и интенсивность перемещения отдельных блоков коры, которые, естественно, сказываются и на процессах заполнения данной депрессионной структуры осадочным и вулканогенным материалом. Из этого следует, что при разработке седиментологических моделей осадочных бассейнов необходимо учитывать возможные соотношения между временем существования каждого такого этапа и интенсивностью заполнения бассейна осадочным материалом. При этом надо иметь в виду, что и механизмы осадочных процессов резко изменяются при любых отклонениях в геодинамической позиции бассейна. Так, в процессе эволюции как пассивной, так и активной окраин континентов у подводного продолжения русла наиболее крупных рек формируются подводные конусы выноса (ПКВ). На ранних стадиях их образования почти весь кластический материал скапливается в седиментационных ловушках шельфа. По мере же роста горной системы, питающей реки денудированным материалом, интенсивность сноса кластики растет, она уже превосходит прогибание мелководья, и потому излишек взвеси эпизодически сбрасывается вниз по континентальному склону вдоль образующегося подводного каньона; на первый план выходят процессы суспензионно-потокового седиментогенеза [290], а в строении осадочных комплексов подводного конуса все большее значение приобретают литологически разнообразные модификации турбидитов. При дальнейшей эволюции этой седиментационной системы роль турбидитов еще больше возрастает: они уже откладываются в основании континентального склона, где действуют мощные придонные течения, и потому осадки приобретают облик типичных контуритов. В зрелом и достаточно мощном подводном конусе выноса даже в отложениях нижнего фена доля песчаных осадков в сравнении с глинистыми весьма высока.

3. При эмпирической фиксации вертикальных рядов осадочных формаций весьма сложно вычленить те их составные части, которые не являются результатом постседиментационного шарьирования осадочных пластин, а потому только и могут характеризовать былую фациальную зональность в осадочном бассейне. В противном случае в качестве индикационного вертикального ряда осадочных формаций будет трактоваться последовательность осадочных комплексов, образовавшихся в разных с

геодинамических позиций бассейнах и оказавшихся надвинутыми друг на друга в процессе коллизии, часто приводящей к коллажу сильно деформированных фрагментов отдельных бассейнов.

4. В обобщающих работах по современному осадкообразованию в океанических бассейнах [122, 143, 197, 233] отмечается чрезвычайное литологическое разнообразие осадочных комплексов, даже приуроченных к однотипным геодинамическим обстановкам. Это обстоятельство не должно смущать геологов, изучающих палеобассейны, так как хорошо известно, что осадочный процесс реагирует на малейшие изменения морфологии дна, гидродинамического режима бассейна, на климатические колебания и многие другие факторы. Для построения же индикационных рядов осадочных формаций важно установить *тенденции* (даже в большей мере, чем вариации литологического состава) направленной смены полифациальных комплексов осадков (формаций) как функции геодинамической эволюции бассейна. Эти тенденции для каждой геодинамической обстановки должны быть, конечно, более устойчивыми, чем вариации состава слагающих формации отложений.

С другой стороны, отмечается и такой любопытный парадокс: обстановки древнего осадконакопления зачастую воссоздаются с такой детальностью, которую не удается доказательно подкрепить конкретной информацией по современному седиментогенезу [200]. Объясняется это, по-видимому, теми же причинами, т. е. в древних толщах отдельные тонкие особенности осадочного процесса нивелируются более общими тенденциями и именно эти тенденции и отмечаются геологами, тогда как пестрота картины в распределении осадков в современных обстановках как бы скрадывает эти более общие, а значит, и более устойчивые тенденции. Отсюда и кажущийся литологический парадокс.

5. Большое влияние на седиментологию осадочных бассейнов оказывают внешние (по отношению к системе седиментации) факторы, такие, как местные тектонические подвижки, эвстатические и климатические колебания и др. Они существенно влияют на темп осадочного процесса и даже на направленную смену формационных комплексов, что выражается в выпадении из теоретически выведенного латерального или вертикального ряда формаций отдельных членов, в появлении перерывов в осадконакоплении и т. д. Все это особенно важно иметь в виду при сопоставлении эмпирически выявленных формационных рядов с теми, которые представляются индикационными для конкретного геодинамического типа осадочного бассейна. Особенно резко это влияние сказывается на бассейнах пассивных окраин. Поэтому с седиментологических позиций окраины атлантического типа, считающиеся в геодинамике пассивными, целесообразно отнести к категории активных, тогда как тихоокеанские по тем же причинам можно трактовать как седиментологически пассивные [101].

6. Осадочный бассейн — понятие более узкое, чем «система седиментации», о чем более подробно будет сказано в следующей главе. Сейчас лишь обратим внимание на то, что осознание этого факта, с одной стороны, накладывает существенные ограничения на построения индикационных рядов осадочных формаций, а с другой — открывает более широкий простор при решении обратной задачи литогеодинамики, т. е. при геодинамических реконструкциях территории.

I.1.3. Возможные подходы к геодинамической систематике осадочных бассейнов

Р. Ингерсолл [453] отметил, что в 70—80-х годах наступила «динамическая эра» в изучении осадочных бассейнов. Это означает, что именно в эти годы удалось увязать громадный материал по осадочному выполнению современных бассейнов, их детальной стратиграфии с общей концепцией геодинамического развития земной коры, в рамках которой стало возможным судить не только о геодинамической эволюции самих бассейнов, расположенных в разных частях крупных плит литосферы, но и реконструировать (в рамках тектоно-седиментологических моделей) все этапы заполнения осадочных бассейнов полифациальными комплексами осадков; иными словами, стало реальным соединение конкретных «систем седиментации» с геодинамическими процессами.

Естественно, что как только был установлен полный геотектонический цикл развития океана (цикл Уилсона) и накоплен достаточный материал по геологии конкретных осадочных бассейнов, появилась возможность дать целостную картину геодинамической позиции бассейнов, т. е. построить их возможные классификации на геодинамической основе. Отметим сразу, что все предпринимавшиеся ранее попытки классифицировать осадочные бассейны строились по матричному принципу, т. е. были двухмерными. В них фиксировались только геодинамические обстановки, которым, полагали, однозначно соответствуют все известные современные осадочные бассейны. В ряде случаев делались попытки учесть осадочное выполнение бассейнов, тогда типы выделяемых бассейнов, точнее палеобассейнов, оказывались производными от их генетической трактовки. Актуалистические модели такой классификацией не предусматривались. Интересно и то, что, хотя признаки, от которых отталкивались ученые, были близки, предлагаемые систематики достаточно сильно различались. Это, конечно, в первую очередь зависит от того, сколь детально рассмотрены все возможные геодинамические обстановки и какие критерии положены в основу разделения самих осадочных бассейнов.

Известно около десяти геодинамических классификаций бассейнов: от первой по времени классификации У. Диккинсона [431] до последних разработок Г. Клейна [463], А. Бейли [412], А. И. Конюхова [164] и Р. Ингерсолла [453]. Их объединяет одно общее свойство: авторы соотносят в своих классификациях такие хорошо известные геодинамические обстановки, как рифтинг, спрединг, субдукция и коллизия, с наиболее типичными для современной морфоструктуры океана седиментационными бассейнами (окраинные моря, глубоководные желоба, подводные конусы выноса и др.), и с помощью какого-либо дополнительного признака, например положения бассейна по отношению к границе плиты (внутри, на краю, на некотором удалении от края, сутурная зона) или типа коры, на которой закладывается осадочный бассейн (континентальная, океаническая, переходная), или, наконец, природы континентальной окраины (активная, пассивная, трансформная), выстраивают некоторую упорядоченную последовательность классифицируемых объектов. При таком подходе, как легко догадаться, геодинамическую привязку получают только современные осадочные бассейны и за скобками остаются критерии соотнесения структурно-формационных комплексов, трактуемых как фрагменты палеобассейнов геологического прошлого, с предполагаемыми их современными гомологами. Этот пробел мы попытались восполнить в пред-

лагаемой нами *классификационно-диагностической системе* осадочных бассейнов.

Все классификационные схемы осадочных бассейнов можно подразделить на следующие группы.

1. *Собственно геодинамические*, когда объектами классификации оказываются только современные бассейны, привязанные к иерархической последовательности геодинамических обстановок. Примеры подобных классификаций содержатся в работах [412, 431, 453, 463 и др.].

2. *Региональные*, в которых рассматриваются только палеобассейны, выделяемые на определенной территории. Бассейны эти имеют, как правило, специальные собственные названия и в самой классификации получают лишь самую общую геодинамическую привязку. Предполагается, что она конкретизируется в процессе региональных геодинамических реконструкций. Примерами данного подхода могут быть классификации осадочных бассейнов Северной Америки [412], Южной Африки [529] и т. п.

3. *Специализированные (минерагенические)*, в которых классифицируются только бассейны, содержащие определенные полезные ископаемые. И хотя такие схемы классификации всегда являются производными от чисто геодинамических, они имеют свои особенности, связанные прежде всего со спецификой процессов рудогенеза Поэтому специалисты по полезным ископаемым справедливо стремятся иметь свои достаточно детальные систематики. Так, известны классификации нефтегазоносных, угленосных, соленосных и других видов осадочных бассейнов.

4. *Морфологические*, для которых основными являются размер и форма осадочных бассейнов, а геодинамические характеристики, как правило, находятся за кулисами. К разряду морфологических можно отнести подразделение осадочных бассейнов современного океана, предложенное Ю. М. Пущаровским и Т. Н. Херасковой [277].

5. *Историко-геодинамические*, в них подразделяются не сами бассейны, а системы (пояса) осадконакопления, специфические для разнотипных «стыковочных» зон, где наблюдается переход разновозрастных осадочных бассейнов в современные седиментационные депрессии океана. Такого рода систематики очень полезны при решении обратных задач литогеодинамики, поскольку в историко-геодинамических классификациях рассмотрены геологические ситуации, объединяющие не только разные по строению, но и, что весьма существенно, разновозрастные осадочные бассейны. К историко-геодинамическим можно отнести классификации Л. Э. Левина [188] и А. И. Конюхова [164].

I.1.4. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов

Процедура выделения осадочных палеобассейнов требует разработки конструктивных методов соотнесения структурно-вещественных комплексов с их современными гомологами, образующимися в разнообразных морских и континентальных депрессиях. Эту процедуру в свою очередь будет невозможно реализовать, если отсутствует полная группа диагностируемых объектов. Все это вместе взятое требует создания единой *классификационно-диагностической системы осадочных бассейнов.* Причем система эта должна быть организована так, чтобы, с одной стороны, в ней учитывались по возможности как полная группа современных осадочных бассейнов, фиксируемых в собственно геодинамических классификациях,

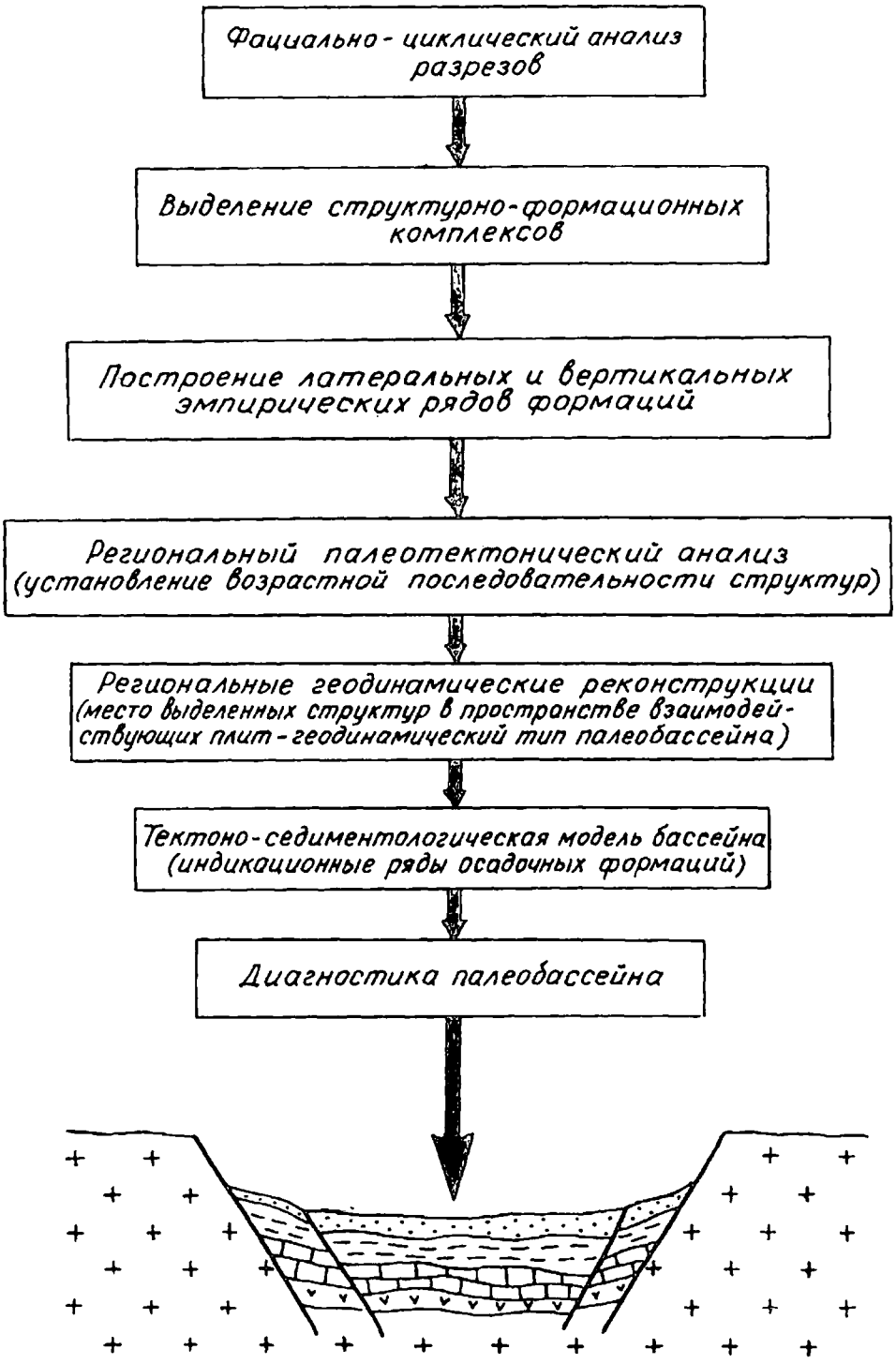


Рис. I.1. Операционная схема выделения осадочного палеобассейна.

так и индикационные ряды осадочных формаций, теоретически выведенные для бассейнов конкретного класса геодинамических обстановок, а с другой — она должна опираться на механизмы взаимодействия литосферных плит, ибо в геологической летописи сохраняются только фрагменты, да и то далеко не всех осадочных бассейнов.

На рис. I.1 показана операциональная процедура выделения палеобассейна. Разумеется, в реальных исследованиях геолог может сознательно не рифлексировать свою работу на всех перечисленных операциях. Однако логика его рассуждений должна быть такой, какая изображена на рис. I.1.

Во всех без исключения ранних, т. е. до появления тектоники литосферных плит, классификациях осадочные бассейны делили на два основных класса: платформенные и геосинклинальные. Иногда выделяли бассейны переходного типа. Зачастую образование бассейнов привязывалось к определенным стадиям формирования этих крупных структур земной коры. Иными словами, такие классификации по существу были чисто тектоническими, а литологическое их наполнение было эмпирическим. Неясной оставалась связь тектонических структур — бассейнов — и с генетическими особенностями отложений, и тем более с режимами циклоседиментогенеза — важнейшей литофациальной характеристикой осадочных толщ. В силу этого подобные классификации носили всегда сугубо вспомогательный характер, ими нельзя было воспользоваться для решения задач литогеодинамики.

Если под бассейном осадконакопления обычно понимают определенное пространство седиментосферы с закономерной сменой обстановок седиментации, с латеральной зональностью фациальных комплексов, с определенным набором ископаемых организмов, с фиксированными источниками сноса осадочного материала и, наконец, с конкретным геодинамическим режимом, то «система седиментации» — понятие более широкое. Это прежде всего *интерпретационная литогеодинамическая модель*, в которой заданы взаимосвязи фиксированных характеристик циклически построенных разрезов осадочных толщ с режимами циклогенеза и типами литогенеза, с одной стороны, а также с типами осадочных бассейнов и геодинамическими обстановками (стадиями геотектонического цикла Уилсона) — с другой. Такие комплексные взаимосвязи ориентируют и направления интерпретации условий заполнения бассейнов осадками. Эти направления могут быть или литофациальными, или литогеодинамическими.

Глава I.2. ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМ

I.2.1. Факторы воздействия на систему

На систему седиментации, или осадочную систему, как известно, оказывают воздействие внешние факторы: эвстатические колебания уровня океана, климатические изменения, эпизоды активности спрединговых и субдукционных процессов. Общую теорию развития осадочных систем построить пока не удается. Наука еще не располагает достаточно надежными данными, по которым можно было бы предсказать механизм перестройки такой системы под воздействием тех или иных причин, аналитически описать реакцию системы на внешние факторы, перечислить взаимозависимость прямых и обратных связей, динамично перестраивающих систему

седиментации, и т. д. Поэтому мы вынуждены пока в самом общем виде описать лишь те составляющие осадочной системы, которые более или менее достоверно известны, и проанализировать их воздействие на развитие осадочных бассейнов.

Вообще говоря, весь спектр вопросов, связанных с выполнением осадочных бассейнов полифациальными комплексами осадков (помимо данных глубинной геофизики, характеризующих механизм заложения бассейна, и факторов внешних воздействий на систему, о которых мы уже упоминали), можно описать с помощью следующих пяти основных характеристик, как бы предопределяющих автономное развитие осадочной системы.

1. Время существования осадочного бассейна без каких-либо структурно-тектонических трансформаций, в течение которого бассейн играет роль заполняющейся осадками седиментационной ванны.

2. Скорости поднятия горного сооружения и его разрушения (денудации). Эти две характеристики описывают подсистему осадкосбора. Если они равны, то горное обрамление бассейна не возникает, а основными источниками перераспределения осадков в бассейне выступают факторы медленно развивающихся трансгрессий и регрессий моря. Это характерно для внутриплитных надрифтовых впадин, имеющих форму крупных синеклиз, а также для палеозойских эпиплатформенных бассейнов. Если скорость роста горного сооружения превышает скорость денудации, то возникает резко выраженное в рельефе горно-складчатое обрамление осадочного бассейна, что характерно для зон конвергентного взаимодействия плит.

3. Скорость переноса (транспортировки) осадков в бассейн. И хотя эта величина является ведущей характеристикой так называемой транспортной подсистемы [197], она теснейшим образом связана с только что описанными факторами подсистемы водосбора. Так, хорошо известно, что главный поставщик терригенной взвеси в океан — это реки. Выносы рек достигают гигантских размеров в тех районах, где идет интенсивная денудация, а она, в свою очередь, имеет наибольшее значение в условиях гумидного климатического пояса. Через эту подсистему осуществляется непосредственная связь осадкосборной подсистемы с бассейном седиментации, т. е. с подсистемой аккумуляции осадков.

4—5. Скорость осадконакопления и емкость пространства возможного накопления осадков являются основными характеристиками, регулирующими их аккумуляцию в самом бассейне. Поскольку они определяют процессы, происходящие как бы на заключительном этапе саморазвивающейся системы седиментации, то в данном случае не столько соотношения этих характеристик, сколько факторы внешнего воздействия, и прежде всего климат и эвстатические колебания уровня океана, диктуют образование конкретных вертикальных и латеральных рядов осадочных формаций в бассейне.

Помимо этого, те же факторы предопределяют и взаимодействие аккумуляционной подсистемы с двумя другими подсистемами. Все это достаточно подробно описано в монографии А. П. Лисицына [197]. Поэтому мы на этом останавливаться не будем. Заметим лишь, что отмеченные нами ведущие характеристики системы седиментации по-разному взаимодействуют при выполнении осадками бассейнов внутриплитных (рифтогенных), спрединговых, субдукционных и коллизионных обстановок.

Существенное влияние на эволюцию осадочной системы оказывает климатический фактор, поскольку именно характеристики климата (в сочетании с уровнем стояния Мирового океана) определяют интенсивность

речного стока с континентов, а от него в первую очередь зависят темпы нарастания мощности осадочных разрезов в бассейнах как пассивных, так и активных окраин. Проведенные исследования показывают, что в фанерозое наиболее «гумидными» были кембрийский, силурийский и меловой периоды [510]. Выделяются также глобальные периоды рифообразования, связанные, прежде всего, с крупными геодинамическими перестройками и эвстатическими повышениями уровня океана (глобальными трансгрессиями моря). Основных эпизодов рифообразования на протяжении фанерозоя было восемь, но наиболее крупные приходятся на ранний—средний кембрий, поздний силур—ранний девон и позднюю юру [281]. В это время рифовые системы по протяженности превышали 1000 км.

В этой связи для нас важно то, что, хотя в современных океанах и можно наблюдать осадочные бассейны, соответствующие всем стадиям геодинамического цикла, в геологической летописи эти бассейны сохраняются далеко не все и не всегда, а если и сохраняются, то не сами бассейны, а их отдельные фрагменты, что сильно осложняет решение обратной задачи литогеодинамики. В этом одновременно и сильные, и слабые стороны познавательных возможностей современных моделей тектоники плит. Сильные — в том, что современные океаны надежно хранят «память» обо всех предшествовавших современному этапу событиях. А это без малого 200 млн лет. И события эти могут изучаться в динамике, с помощью достаточно строгих моделей, использующих достижения гидродинамики, физико-химии, геофизики и, наконец, опираясь на всесторонний анализ результатов глубоководного бурения. Иными словами, конструктивно используя те возможности, которые предоставляет науке актуалистическая ориентация геологических исследований. Ранее такими возможностями геологическая наука не располагала. Слабые — в том, что информация о современном океане, если можно так сказать, геологически избыточна, т. е. ученые, пытаясь извлечь максимум сведений из геологии океанов, изучают, в частности, то, что в ископаемом состоянии никогда не сохраняется. По этой причине актуализм как методологическая база реставрации геологического прошлого, оставаясь безальтернативной познавательной платформой, вынужден между тем опираться на информацию, которая оказывается *актуалистически вырожденной*. Касается это, конечно, не столько собственно седиментологических процессов, протекающих в осадочных бассейнах, сколько самих бассейнов.

И последнее. Литогеодинамический анализ осадочных бассейнов, как и рассмотрение всей совокупности факторов, предопределяющих функционирование системы седиментации, является сложной комплексной проблемой, для решения которой необходимы данные всех геологических дисциплин. Причем данные эти должны быть не разнородными, а рассматриваться как составные элементы осадочной системы. Поэтому изучение осадочных бассейнов американский геолог А. Майл [475] предложил считать самостоятельной комплексной наукой геолого-геофизического цикла. Ее можно назвать *бассейнологией*.

I.2.2. Изменения уровня океана

Одним из ведущих внешних факторов, воздействующих на автономное развитие системы седиментации, являются изменения уровня океана. Для осадочных бассейнов открытого типа, имеющих непосредственную связь с Мировым океаном, эти изменения носят всегда глобальный (эвстати-

ческий) характер. Но вследствие особенностей морфоструктуры бассейна (высоты рельефа окружающей суши, уклона бортов и глубины дна), в разных с геодинамических позиций бассейнах они проявляются по-разному.

На всех графиках глобальных изменений уровня и при описании региональных проявлений этого процесса за своеобразное начало координат принимается современный уровень океана. Относительно него строятся и кривые колебаний уровня. Положительными в этом приеме являются только кажущаяся наглядность и впечатляющий размах колебаний, который зачастую составляет сотни метров [143]. Во всем остальном он явно противоречит сравнительно-историческому методу. На самом деле кривые эвстатических колебаний уровня океана строятся чаще всего с помощью методов детальной сейсмостратиграфии по материалам наименее подверженных геодинамическим трансформациям структур земной коры (платформам и прилегающим к ним краевым прогибам), а для мезозоя—кайнозоя — в основном по данным скважин глубоководного бурения. Решая при этот как бы обратную задачу, т. е. восстанавливая процесс по его реализации — стратифицированным разрезам осадочных образований, — полученные отрезки кривой изменения уровня океана как бы подстраиваются один под другим, создавая целостную картину эволюции осадочного процесса. Иными словами, изменения, к примеру, уровня океана в меловом периоде оцениваются только в отношении к уровню в предшествующий геологический период, ибо и повышение и понижение уровня океана отсчитывались от того осадочного субстрата, который формировался в предыдущий отрезок времени, и никакого отношения вариации уровня в мелу не имели к уровню океана, например в кембрийском периоде. Поэтому такое применение актуалистической методологии, когда прошлое сравнивается с настоящим, не проясняет, а затушевывает суть исследуемого процесса. Так, Дж. П. Кеннетт [143, т. 1] отмечает, что в позднем мелу уровень океана был на 350 м выше современного, хотя интереснее было бы знать, насколько он отличался от уровня в раннем мелу. Глобальное повышение уровня в позднем мелу связывалось с быстрым спредингом в интервале 110—85 млн лет назад, что привело к глобальной трансгрессии моря, оно покрывало 35 % современной суши.

Если резкое снижение уровня океана приводит к перестройке осадочной системы в пределах глобальных зон лавинной седиментации, т. е. к сбросу громадных порций терригенной взвеси к основанию континентального склона, а следовательно, и к наращиванию разреза в пределах, например подводных конусов выноса, то этот же самый процесс на платформах ведет не только к полному осушению многих внутриплитных бассейнов, но и к размыву ранее образованных осадочных комплексов, а значит, и появлению в разрезе глобальных (межрегиональных) несогласий. Они являются своеобразными реперными горизонтами, наличие которых в разрезе маркирует граничные рубежи последовательного и относительно непрерывного накопления осадочных формаций.

Надо отметить, что построение единой для всей Земли кривой колебания уровня океана — чрезвычайно сложная проблема, особенно трудная для палеозойского этапа геологической истории. На рис. 1.2 показана итоговая кривая глобальных изменений уровня океана для мезозоя—кайнозоя (юра—миоцен). Это — классическая кривая П. Вейла, которой пользуются геологи всего мира. Основной материал, положенный в ее основу, — детальные сейсмостратиграфические разрезы по 50 регионам мира. Как справедливо заметил А. П. Лисицын [197], определение уровней

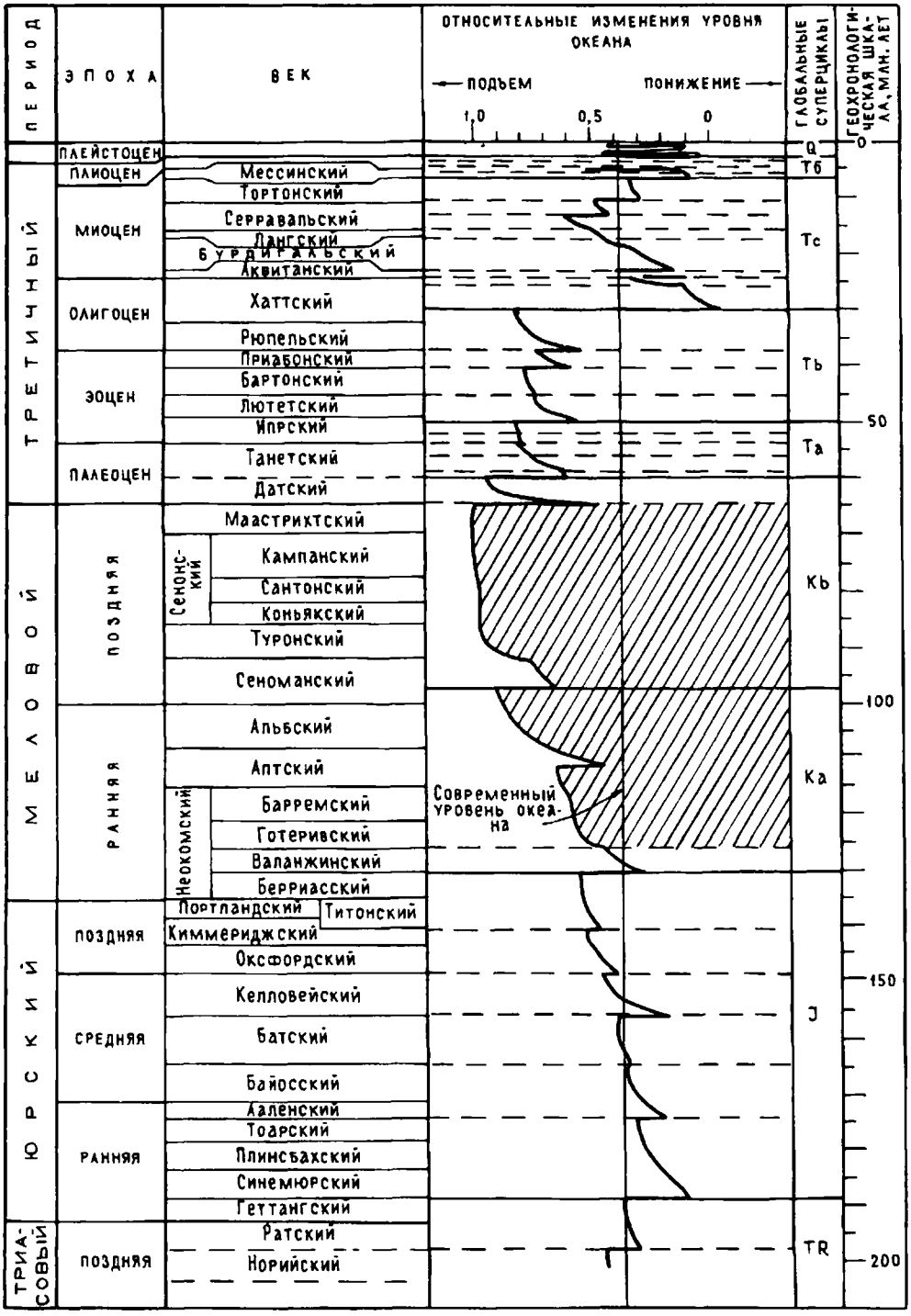


Рис. I.2. Кривая Вейла глобальных изменений уровня океана для мезозоя—кайнозоя [311].

Заштрихованы непроработанные столь же детально данные по меловым осцилляциям уровня.

древнего океана методами сейсмической стратиграфии — это пока единственный способ получения непрерывных кривых уровней для больших интервалов времени.

Анализ кривой колебания уровня океана (рис. I.2) показывает, что общая тенденция его повышения сопровождается, как правило, более мелкими по размаху осцилляциями. Причем, чем меньше длительность этих частных флуктуаций уровня, тем большее их число выделяется в пределах даже одного геологического периода. Можно эти отдельные флуктуации уровня называть циклами разных порядков, можно (и это будет точнее) — колебаниями уровня разной амплитуды (длительности). Так, для всего фанерозоя [520] можно выделить два крупномасштабных повышения и последующих понижения уровня длительностью 200—300 млн лет каждый. Они осложнены 14 более мелкими осцилляциями продолжительностью 50—80 млн лет каждый, а те в свою очередь включают около 80 еще более мелких осцилляций длительностью от 1 до 10 млн лет. На примере юрской системы видно, что трансгрессивные серии пород, соответствующие глобальным эвстатическим повышениям уровня океана, отмечаются два-три раза в пределах каждого яруса, причем синхронно почти на всех континентах. Если столь же тщательно будут изучены и другие геологические системы, то фиксируемые в их отложениях возрастные рубежи глобальных трансгрессий и регрессий моря значительно облегчат литогеодинамический анализ осадочных бассейнов, а главное сделают этот анализ существенно более точным и доказательным.

I.2.3. Стратификационные перерывы

Для геологов, изучающих осадочный чехол континентов, наличие перерывов в разрезах — дело привычное, а неполнота геологической летописи стала даже одним из ведущих принципов теоретической стратиграфии. Перерывы расклассифицированы и различаются главным образом по характеру контакта. Но всегда это именно перерывы, а их длительность зачастую исчисляется сотнями миллионов лет. В таких случаях принято считать, что все это время ранее отложенные осадки размывались. Но то, что когда-то в период их накопления в бассейне седиментации разрез был непрерывен, сомнений не вызывало. Частично по этой причине возлагались большие надежды на глубоководное бурение в океанах, поскольку оно давало возможность (так думали) изучить непрерывную летопись осадков в продолжение двух геологических эр.

Однако этим надеждам не суждено было оправдаться. Одним из важнейших открытий глубоководного бурения явилось обнаружение многочисленных перерывов в осадочном чехле океанов. Стало ясно, в частности, что принимавшаяся ранее многими геологами средняя скорость образования различных видов карбонатных и особенно терригенных отложений не соответствует действительным темпам аккумуляции, которая носит импульсивный характер и всегда выше расчетной. Одной из фундаментальных проблем седиментологии, таким образом, стала разработка общего подхода к расшифровке процессов активной седиментации и перерывов в ходе этого процесса, их соотношение в разрезах разного генезиса, связь с циклическим характером седиментогенеза. То, что до реализации проекта ДЖОИДЕС (JOIDES) выглядело как негативные аргументы против утверждения о прогрессивном росте скоростей осадконакопления в ходе фанерозойской истории Земли, получило надежную доказательную основу

и зафиксировано в подавляющем большинстве кернов глубоководных скважин. Установлено, в частности, что перерывы характерны для всех зон океанского седиментогенеза: от шельфа, что вполне естественно, до абиссальных глубин, где обнаружение перерывов явилось настоящей сенсацией. Причем длительность подобных перерывов даже на глубинах свыше 5 км достигала десятков миллионов лет, они синхронно прослеживались в нескольких океанах. Таким образом, накопленный в итоге материал по геологии океанов позволил сделать твердый вывод, что даже в пелагических областях непрерывное осадконакопление — скорее исключение, чем правило. Более того, А. П. Лисицын [197] на материале карт распределения осадочного покрова в современных океанах сделал вывод еще более жесткий: осадки накапливаются только на 30—50 % поверхности океанического дна, а на остальной площади размываются.

По масштабу перерывы в океанской седиментации подразделяют на глобальные, прослеживаемые в синхроничных отложениях во всех океанах; региональные, характерные для какого-то одного океана, и локальные, отмеченные только в пределах единичного осадочного бассейна. При этом принято считать, что глобальные перерывы служат индикаторами крупных горизонтальных перемещений континентов, перестройки центров спрединга и активного роста срединно-океанических хребтов; региональные явились следствием вертикальных движений отдельных крупных блоков земной коры в соответствии с механизмом внутриплитного тектогенеза, а локальные связываются в целом с тем же механизмом, способствующим скучиванию литосферы и соответственно поднятию отдельных глыб в ложе океана с перестройкой контуров осадочного бассейна [187]. На региональные и локальные перерывы влияют и климатические факторы, и эвстатические колебания уровня океана, следствием которых являются, в частности, перестройка основной системы придонных течений и усиление гидродинамической активности глубинных океанских вод.

По длительности проявления перерывы делят на краткие (до 1 млн лет), средние (до 10 млн лет) и крупные (свыше 10 млн лет). Статистика их появления в кернах глубоководных скважин уже достаточно хорошо изучена [143, 187].

Наконец, существует и простая генетическая классификация перерывов. Они являются следствием либо эрозии, либо ненакопления осадков.

Обратимся к фактам. Пространственное и хронологическое распределение перерывов в океанах по материалам глубоководного бурения впервые обобщил Г. Мур с соавторами [480]. В результате этого исследования было установлено, что пик числа перерывов соответствует границе мела и палеогена. Это — глобальные перерывы, появление которых, вероятно, связано с быстрым раскрытием Атлантики и с закрытием свободного водообмена между Северным Ледовитым и Тихим океанами. Второй пик перерывов совпадает с границей эоцена и олигоцена и связан с раскрытием Тасманова моря. В то же время отмечено и большое число региональных перерывов. Так, в Атлантическом и Индийском океанах максимальное число перерывов в седиментации имело место 15 млн лет назад, но в это же время в восточной части Тихого океана и в Южном океане число их минимально [143, т. 2]. Таким образом, значительная часть перерывов в разных океанах не совпадает по времени, хотя несколько крупных из них носят практически глобальный характер.

Следует все же заметить, что устанавливать принадлежность перерывов к внутри- и межформационным типам только на основании их продол-

жительности, вероятно, нельзя, поскольку перерыв даже в 10 млн лет свидетельствует о значительной перестройке системы седиментации, следствием которой чаще всего является смена генетически взаимосвязанных комплексов фаций, что в свою очередь предопределяет появление в разрезе осадочного бассейна новой индикационной формации.

Дж. П. Кеннетт [143, т. 2] пришел к выводу, что в доолигоценовое время выпадает более 50 % стратиграфического объема разреза, а в раннепалеоценовое — даже до 90 %. Причем наиболее часто фиксируемая в скважинах глубоководного бурения длительность перерывов — примерно 4 млн лет, а наиболее крупные (по длительности) перерывы приурочены к разрезам палеогена. Если соотнести число скважин, вскрывших перерыв, к общему числу пробуренных, прошедших отложения конкретной системы, то окажется, что в пределах палеогеновой системы крупные перерывы (отдел и более) составляют 43—47, а в четвертичном периоде — всего 13,1 % [190]. В палеогене максимальное число перерывов приходится на палеоцен (65 %) и олигоцен (64 %). Причем интересно, что в Атлантическом океане в это же время отмечены перерывы средней и малой продолжительности (их более 40 %). Все это можно объяснить тем, что именно на палеогеновый период приходится наиболее высокое стояние уровня океана (см. рис. I.2). В это время осадки накапливались преимущественно в пределах первого пояса лавинной седиментации и в пелагиаль практически не проникали. В миоцене, напротив, уровень океана резко снизился (до —150 м), существенно изменились климатические условия, усилилась система придонной циркуляции [197]. Поэтому, хотя в миоцене и отмечается значительное число перерывов, в целом их все же меньше, чем в разрезах палеогена.

Перерывы в осадочных разрезах маркируются поверхностями несогласия. Причем в литогеодинамическом анализе осадочных бассейнов на первый план выступают стратиграфические несогласия, а тектонические и угловые, столь характерные для складчатых областей континентов, чаще всего являются следствием изменения геодинамической обстановки, а потому их принадлежность к осадочной истории конкретного бассейна требует специального обоснования и особо тщательного регионального геодинамического анализа.

Чисто эмпирическим путем установлено, что максимальное число стратиграфических несогласий в разрезах осадочных бассейнов соответствует минимумам на кривой глобального колебания уровня океана [197, 503]. Это наиболее наглядно и статистически достоверно подтверждается в бассейнах первого глобального уровня лавинной седиментации и в осадочном чехле внутриплитных бассейнов. Столь же сильно колебания уровня (особенно крупноамплитудные) сказываются и на осадочной системе второго и третьего уровней лавинной седиментации, т. е. в бассейнах подводных конусов выноса (ПКВ) в основании континентального склона, в глубоководных желобах и даже в пределах абиссальных равнин океана. Только если эвстатические колебания уровня в пределах первого глобального пояса лавинной седиментации выражаются четко фиксируемыми в разрезе стратиграфическими несогласиями, то в бассейнах второго, а тем более третьего уровней сами несогласия, если и отмечаются, причинами их являются не перерыв в осадконакоплении, а резкое сокращение скорости осадочного процесса и значительное влияние инъективного циклоседиментогенеза на осадочную

систему, т. е. увеличение доли турбидитов и их многочисленных генетических разновидностей.

Интересна еще одна закономерность, фиксируемая во всех океанах: чем меньше скорость накопления осадков, тем большее число мелких стратификационных перерывов в них отмечается. Это на первый взгляд странное обобщение достаточно убедительно объясняется, если опереться на физическую сторону седиментологических процессов. Действительно, чем меньше скорость накопления осадков, например красных глин абиссальных глубин океана, тем более чутко реагирует этот процесс на малейшие отклонения внешних факторов, воздействующих на систему седиментации: колебание температуры, скорости придонных течений и т. п. Одним словом, достаточно ничтожных вариаций характеристик среды, чтобы накопление осадка на некоторое время практически прекратилось. И наоборот, в зоне континентального мелководья, особенно в местах впадения в океан крупных рек (первый пояс лавинной седиментации), перерывы в накоплении осадков (если не принимать в расчет локальных межслоевых размывов) значительно более редки. Объясняется это тем же: чтобы прервать такой энергично протекающий процесс, необходимы кардинальные изменения внешних условий, которые случаются нечасто и вызываются прежде всего, как уже отмечалось, эвстатическими понижениями уровня океана. При этом зона мелководья вместе с прилегающей сушей становится областью размыва ранее накопленных осадков, поэтому в геологической летописи осадки первого пояса лавинной седиментации практически не сохраняются, а вся масса выносимой реками кластической взвеси эпизодически по подводящим каньонам сбрасывается вниз по континентальному склону и уже там закрепляется в разрезе в виде расслоенных толщ турбидитов: проксимальных и дистальных. И поскольку этот процесс протекает геологически мгновенно, но реализуется сравнительно редко (один раз в тысячи и десятки тысяч лет), поэтому между отдельными циклами турбидитов фиксируются слойки пелагической глины (инъективно-хроногенный седиментогенез) и создается иллюзия равномерно протекающего процесса накопления осадков, хотя именно тонкие слойки глин, расслаивающих турбидиты, и определяют истинное время накопления всей толщи, а сами тела турбидитов только «заполняют паузы» в этом крайне вяло протекающем процессе.

Итак, перерывы, фиксируемые во множестве даже в фаунистически хорошо охарактеризованных разрезах, свидетельствуют о том, что система седиментации, регулирующая процессы накопления и размыва осадочных комплексов в бассейне, функционирует импульсивно. И чтобы понять механизм образования индикационных рядов осадочных формаций в каждом геодинамическом типе осадочного бассейна, необходимо связать геодинамическую историю этого бассейна со специфическими особенностями данной конкретной осадочной системы: колебаниями уровня моря, влиянием климатического фактора, режимами циклоседиментогенеза и т. д. Что же касается интерпретации перерывов в осадконакоплении (стратиграфических несогласий), то это не что иное, как формации — перерывы или, как их назвал П. В. Флоренский [369], формации — фантомы*. Их необходимо учитывать, чтобы связать воедино процессы, ответственные как за накопление осадков, так и за их размыв, поскольку, не зная взаи-

* От франц. fantome — призрак, привидение.

модействия этих разнонаправленных процессов в отдельные отрезки времени, невозможно построить и седиментологические модели, из которых бы выводились теоретически обоснованные индикационные ряды осадочных формаций для каждого геодинамического типа осадочного бассейна.

1.2.4. Скорости осадконакопления

Оцениваются они не только с целью воссоздать механизм заполнения осадочного бассейна разнофациальными комплексами осадков, но прежде всего для того, чтобы дать количественную оценку этого процесса.

Расчет скоростей осадконакопления применительно к древним отложениям требует учета таких факторов, как перерывы в осадочном процессе, интенсивность межслоевых размывов, степень уплотнения пород. Общая формула, по которой следует оценивать скорости осадконакопления, представляется в виде [288]:

$$\tilde{v} = \frac{H}{(T - T^*)\,\hat{p}K},$$

где K — коэффициент, учитывающий сокращение первоначальных мощностей слоев, это своего рода осредненная мера уплотнения осадочной толщи; H — максимальная мощность отложений в границах выделенного стратиграфического подразделения; T — продолжительность этого подразделения; T^* — суммарное время перерывов в осадконакоплении; $\hat{p}$ — мера, учитывающая интенсивность межслоевых размывов в процессе формирования слоистой толщи.

Методика оценки скорости осадконакопления, опирающаяся на вероятностную модель слоснакопления А. Н. Колмогорова [156], подробно изложена в ранее опубликованных монографиях [287, 288].

Ясно, что при $T^* = 0$, т. е. перерывы в накоплении осадков отсутствуют, значение $\tilde{v}$ будет соответствовать скорости осадконакопления применительно ко всей толще H безотносительно к литологическому составу слоев. Если время T^* велико, но учесть его численное значение невозможно, то вычисленные значения $\tilde{v}$ будут резко занижены по отношению к действительным. Если мы имеем дело с толщей турбидитов (суспензионно-потоковый седиментогенез), то $(T - T^*) \to 0$, а $\tilde{v} \to \infty$. Понятно, что бесконечно больших скоростей осадконакопления в природе не бывает. Поэтому данную ситуацию надо понимать таким образом, что турбидиты образовались геологически мгновенно, в течение перерывов в осадконакоплении, о чем мы уже писали выше, а все время T^* либо приходится на пелагическую седиментацию, что приводит к расслаиванию единичных циклов турбидитов тонкими глинистыми слоями, либо в это время осадки не накапливаются, по крайней мере их следы в турбидитовой толще не видны.

Вообще говоря, даже если пренебречь T^*, K и $\hat{p}$ в приведенной выше формуле, то полученное значение $\tilde{v}$, хотя и будет резко заниженным, но все же эта величина будет выражена в единицах скорости: сантиметр в год (см/год), миллиметр в 10^3 (мм/10^3) или метр в 10^6 лет (м/10^6 лет). Но в каком смысле она будет скоростью именно осадконакопления? Рассмотрим два крайних случая.

1. Пусть в разрезе отсутствуют перерывы в седиментации ($T^* = 0$). Тогда полученное значение $\tilde{v}$ будет по смыслу соответствовать скорости осадконакопления, но только окажется существенно заниженным, поскольку не вводятся поправки на уплотнение осадка (K) и межслоевые размывы

($\tilde{p}$), на которые, как легко догадаться, также требуется время. Поэтому более точно в этом случае говорить о приращении мощности разреза за тысячу или миллион лет, ибо и скорости формирования конкретных видов пород существенно различны.

2. Лишь часть стратиграфического объема времени, причем весьма незначительная, уходит на накопление осадков, в остальное время осадконакопление отсутствует. Тогда ясно, что полученное значение $\tilde{v}$ будет характеризовать лишь осредненную скорость осадконакопления, причем и в этом случае она будет заниженной. Однако если в первом примере занижение скорости было за счет занижения числителя, то во втором — за счет завышения знаменателя.

Рассмотренные случаи имеют чисто методический характер, они дают основание не абсолютизировать вычисленные значения скоростей осадконакопления и осознать их сугубо относительный характер. Накопленный опыт позволяет сделать следующие выводы.

1. Скорость осадконакопления — величина всегда осредненная. Она зависит от многих факторов, воздействующих на систему седиментации, и существенно меняется как во времени (в пределах стратиграфической колонки), так и в пространстве (для разных фациальных зон). Поэтому применительно к древним осадочным толщам рассчитанное отношение мощности разреза к стратиграфическому объему времени, хотя и выражено в единицах скорости, с учетом изложенного правильнее понимать не как скорость осадконакопления, а как интенсивность нарастания мощности разреза в единицу времени.

2. Диапазон изменения скоростей осадконакопления огромен: от 0,00001 (красные глубоководные глины) до 1—2 см/год (соляные марши), т. е. они различаются в сто тысяч раз. Однако скорости накопления подавляющего большинства фациальных типов осадков очень низкие. И если при таких малых скоростях за десятки миллионов лет в разрезе тем не менее фиксируются пачки пород мощностью в десятки и сотни метров, то мы вправе говорить о чрезвычайной устойчивости осадочной системы.

3. Геологи привыкли оценивать скорости осадконакопления в единицах Бубнова: миллиметр в 10^3 (мм/10^3) или метр в 10^6 (м/10^6) лет. Такой подход вызван объективными причинами, ибо геологи располагают достоверными сведениями лишь о мощности разреза и значительно менее достоверными о длительности соответствующего стратиграфического интервала. Однако полученные при этом цифры создают иллюзию высоких, а порою и лавинных значений скорости. Это существенно смещает действительную значимость скоростей накопления осадков в сторону явного преувеличения роли этого процесса в механизме заполнения осадочного бассейна полиформационными комплексами и вызывает недоразумения чисто «психологического» характера, когда скорости осадконакопления, равные, к примеру, 100 м/10^6 лет, относятся к категории значительных.

Когда же появились работы по тектонике плит и геофизики опубликовали первые данные о скоростях спрединга и субдукции (они измеряются сантиметрами в год), то геологи, принявшие данную концепцию и понимавшие, что именно эти геодинамические режимы предопределяют функционирование осадочных бассейнов как целостных тектоно-седиментологических систем, тем не менее пытались соотнести известные им значения скоростей осадконакопления с вновь получаемыми сведениями о скоростях движения плит, по-прежнему оперировали значениями скорости в единицах Бубнова и не делали попыток привести сравниваемые

ТАБЛИЦА I.1

КЛАССИФИКАЦИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Скорость (см/год)	Фациальные типы осадков
Крайне низкая (0,00001—0,0001)	Красная глина сёверной части Тихого океана
Очень низкая (0,0001—0,001)	Карбонатный ил экваториальной части Тихого океана, Восточно-Тихоокеанского поднятия (~30° ю.ш.); кремнистый ил экваториальной части Тихого, северной и экваториальной части Атлантического, Индийского океанов (у Антарктиды); красная глина
Низкая (0,001—0,01)	Карбонатный ил северной и экваториальной частей Атлантического океана, Карибского бассейна, восточной экваториальной части Тихого океана и Восточно-Тихоокеанского поднятия (0—20° ю.ш.); диатомиты
Умеренная (0,01—0,1)	Терригенный ил Калифорнийского бордерленда; гемипелагические илы Восточно-Тихоокеанского поднятия; пелагические глины окраинных морей, а также органогенные известняки, мергели, доломиты
Высокая (0,1—1,0)	Континентальные осадки рифтогенных впадин Забайкалья; отложения речных выносов в зону первого пояса лавинной седиментации
Очень высокая (1,0)	Соляные марши, континентальные осадки рифтогенных впадин Забайкалья; каменная соль

Примечание. В таблицу не включены все генетические разновидности турбидитов, а также осадки второго и третьего поясов лавинной седиментации, также в основном представленные турбидитами.

величины к общему знаменателю. Легко понять, что такой подход порождает ряд недоразумений, мешающих изучению действительной роли седиментологических процессов в разных моделях рифтогенеза, спрединга и субдукции и приводящих к неверной оценке их значимости.

С учетом всего изложенного можно предложить следующую классификацию скоростей осадконакопления (табл. I.1). Конечно, с определенной долей условности, но все же можно связать разные скорости осадконакопления не только с широтной климатической зональностью, что вполне естественно, но и с геодинамической позицией осадочного бассейна. Так, по возрастанию скоростей осадконакопления выстраивается следующий ряд бассейнов: внутриплитные океанические бассейны (абиссальные равнины), для которых типичны крайне низкие, очень низкие и низкие скорости накопления осадков → рифтовые долины срединно-океанических хребтов, окраинные моря, бассейны зрелых пассивных окраин, континентального подножия и ПКВ, характеризующиеся низкими и умеренными скоростями пелагической седиментации → рифтогенные впадины континентов, верхние фены ПКВ (высокие и очень высокие скорости осадконакопления). Для всех прочих типов бассейнов, таких как межконтинентальные рифты, авлакогены, надрифтовые впадины, преддуговые и междуговые бассейны, предгорные и межгорные прогибы, т. е. бассейнов, испытывающих активное воздействие тектонического фактора в период своего существования (импульсивный характер прогибания, растущие во

времени сжимающие или растягивающие напряжения, локальные структурные подвижки), скорости осадконакопления являются прямой функцией именно тектонического фактора, а потому в разные отрезки геологического времени они варьируют от очень низких (карбонатные фации) до умеренных (терригенные фации мелководья) и даже высоких (континентальные фации, заполняющие бассейн во время эвстатических понижений уровня океана).

Как видим, в построенный ряд попали главным образом бассейны, отложения которых не оставляют заметного следа в геологической летописи, за исключением, может быть, окраинных морей и бассейнов пассивной континентальной окраины. Для бассейнов же, с геологической точки зрения наиболее интересных, прямой зависимости скоростей осадконакопления от геодинамической позиции бассейнов не отмечается. Следовательно, необходимо устанавливать более опосредованные связи темпов осадконакопления — важнейшей характеристики системы седиментации — с факторами, контролирующими формационное выполнение бассейнов. Наилучшим образом такие связи можно обосновать только в рамках тектоно-седиментологических моделей всех основных геодинамических типов осадочных бассейнов.

Наконец, последнее, но крайне важное для анализа истории осадконакопления в осадочных бассейнах, обстоятельство. Надо установить, является ли скорость осадконакопления функцией геологического времени и если да, то желательно знать, существует ли корреляция между скоростью накопления осадков и дробностью подразделений стратиграфической шкалы. Иначе говоря, если в пределах геологических веков и даже эпох скорости осадконакопления существенно меняются, ибо они, как уже отмечалось, являются функцией прежде всего внешних факторов воздействия на систему седиментации, имеющих сравнительно короткопериодическую природу колебаний, то сказываются ли эти колебания на изменении темпа аккумуляции осадков? Иными словами, можно ли говорить о прогрессирующем росте скоростей осадконакопления в течение фанерозоя от кембрийского периода к неогеновому?

Л. Э. Левин [189] по материалам глубоководного бурения установил, что темп седиментации зависит не от времени (возраста осадков), а от направленности и интенсивности тектонических движений, необратимости эволюции земной коры и от климатической зональности в океанах. Геологи, изучающие древние осадочные толщи континентов, обратили, однако, внимание на то, что существует прямая зависимость наибольших мощностей осадочных разрезов от возраста, т. е., чем моложе геологическая система, тем большими мощностями она представлена. Отсюда и возникла проблема прогрессирующего роста скоростей осадконакопления во времени, которая уже почти 50 лет периодически активно обсуждается в геологической литературе. Проблема эта, как легко догадаться, имеет отнюдь не академический интерес. От ее решения напрямую зависит вопрос о литогеодинамических реконструкциях осадочных палеобассейнов. Поэтому рассмотрим возможные подходы к ее решению.

Существуют две гипотезы, объясняющие различные тенденции изменения скоростей осадконакопления. Согласно первой, сформулированной еще в работах Г. Штилле, И. Умбгрова и А. Холмса, скорости осадконакопления направленно возрастают во времени. Это явление названные ученые, а впоследствии также Б. М. Келлер, Л. И. Салоп и другие связывали с ростом темпа тектонических движений, которые вследствие сокращения более молодых тектонических циклов по сравнению с более

древними вызывали ускоренное протекание всех геологических процессов, в том числе и процессов осадконакопления.

Вторая гипотеза родилась в качестве своеобразной альтернативы первой, и автором ее, скорее всего, является американский геолог Дж. Гиллули, который в своей длительной полемике с Г. Штилле пытался обосновать недоказуемость исходных положений первой гипотезы. В противовес ей он высказал тезис о том, что нет оснований для утверждения о направленном росте в ходе геологического развития земной коры интенсивности тектонических движений и процессов горообразования, а следовательно, и роста скоростей осадконакопления.

Мы уже касались этого вопроса в ранее опубликованной монографии [288]. В итоге всестороннего анализа был сделан вывод о том, что «для уверенного заключения о прогрессивном росте скоростей осадконакопления в течение фанерозойского этапа развития Земли нет оснований». (Заметим, что в той работе, по существу, речь шла не о скоростях осадконакопления, а о темпах приращения мощности осадочного разреза за единицу геологического времени, т. е. позитивное решение проблемы заведомо облегчалось.)

Означает ли это, однако, что скорости накопления осадков в разные периоды фанерозоя оставались неизменными? Нет, конечно. Мы отмечали уже, что они испытывали постоянные колебания, чутко реагируя на интенсивность и направленность тектонических перестроек, короткопериодические вариации климата, эвстатические изменения уровня океана. Все это важно и с чисто практической точки зрения, особенно при прогнозных исследованиях на нефть.

Глава I.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

I.3.1. Бассейны внутриплитных (рифтогенных) обстановок

I.3.1.1. СИСТЕМАТИКА

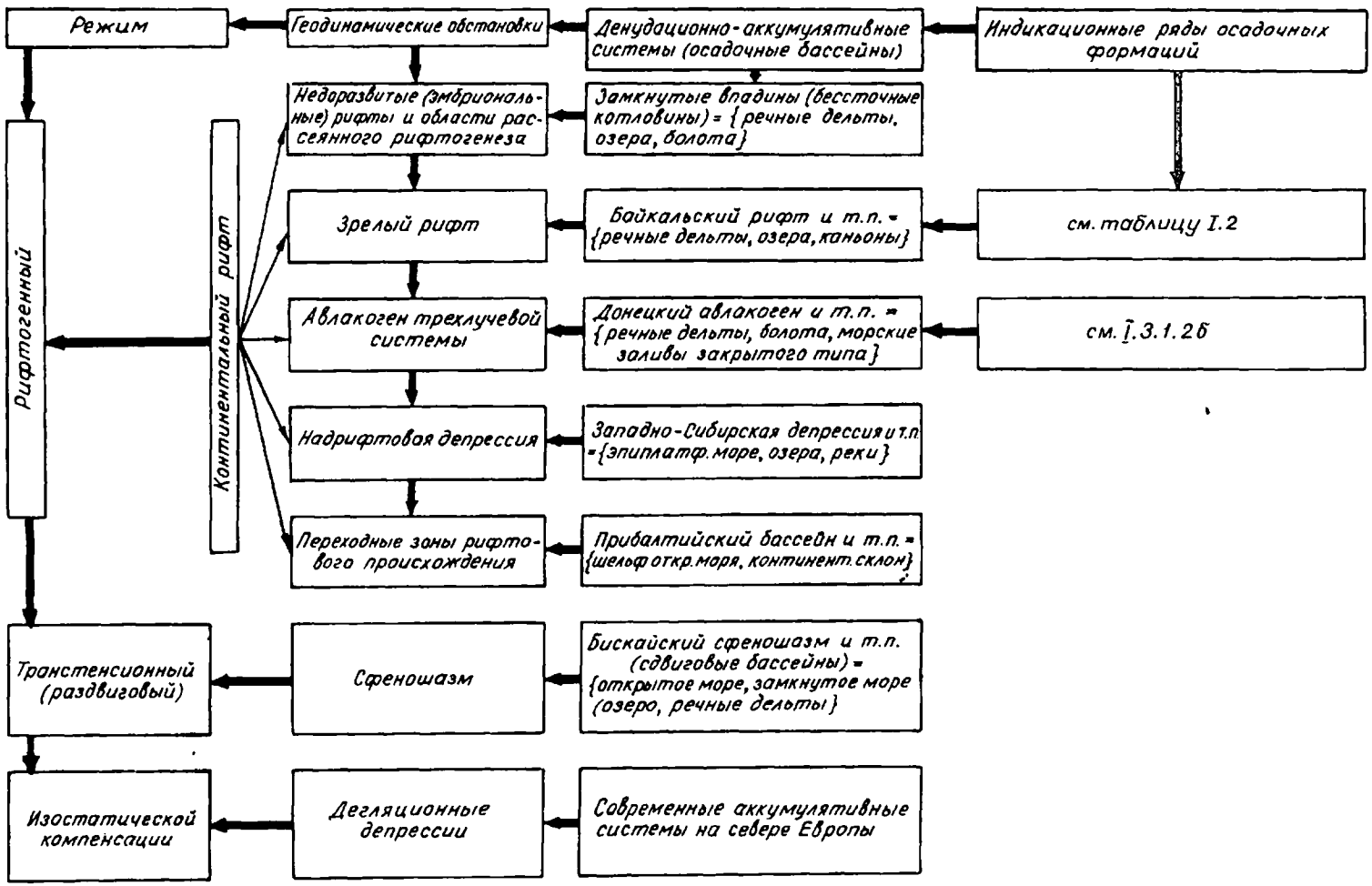
Геодинамический цикл, как известно, начинается с раскола континентальных плит и появления в местах раскола новообразованной океанической коры. Однако начальный этап геодинамического цикла развивается по своим собственным законам и характеризуется прежде всего растягивающими напряжениями разной интенсивности. Этот геодинамический процесс называется *рифтогенезом* и подразделяется на ряд самостоятельных стадий, каждая из которых фиксируется по появлению в земной коре собственных структурных образований, которым можно поставить в соответствие также вполне независимые денудационно-аккумулятивные, или седиментационные, системы (осадочные бассейны). Сами бассейны в тесной связи с их геодинамической природой и с воздействием на них внешних факторов системы седиментации заполняются полифациальными осадочными комплексами, по которым можно восстановить и тип бассейна, и геодинамическую обстановку его формирования. Иными словами, увязав все эти данные в единую индикационную последовательность, мы получим классификационно-диагностическую систему осадочных бассейнов внутриплитных (рифтогенных) обстановок (рис. I.3).

Прежде чем рассматривать предлагаемую классификацию, отметим, что, вообще говоря, осадочные бассейны внутриплитных обстановок можно было бы выделять, опираясь и на другие принципы. Например, подразделить их по форме и размеру, по положению в отношении границ плиты, по возрасту и природе субстрата и т. д. Однако выбранный нами подход имеет то неоспоримое преимущество, что он, детализируя начальную (рифтогенную) стадию геодинамического цикла, позволяет с тех же позиций подойти и к подразделению осадочных бассейнов, возникающих на его последующих стадиях: спрединга, субдукции и коллизии. Помимо этого, геодинамика все же лежит в основе любых трансформаций земной коры, а значит, именно этот процесс предопределяет образование осадочных бассейнов разных типов. Поэтому такие характеристики бассейнов, как степень симметрии рифта (грабен или полуграбен), структуры заложения (эпиплатформенные бассейны на докембрийском или палеозойском основании, а также эпиорогенные бассейны на молодом складчатом основании и ряд других), являются признаками безусловно важными, их надо учитывать при литогеодинамическом анализе и при разработке региональных классификаций осадочных палеобассейнов, но опираться на них в общей геодинамической систематике осадочных бассейнов нецелесообразно.

Остановимся более подробно на предлагаемой систематике.

Рифт — это линейно вытянутая, сравнительно узкая грабенообразная структура, возникающая вдоль зон растяжения земной коры. Если сделать упор на растягивающих напряжениях, приводящих сначала к расколу, а затем и к активному раздвижению плит литосферы, то, строго говоря, рифтогенез можно считать ответственным и за ряд следующих непосредственно за образованием континентального рифта стадий геодинамического цикла, на которых формируются межконтинентальные рифты и пассивные окраины континентов, трактуемые как резко продвинутое в сторону океана плечо континентального рифта. Но дело в том, что, после появления в осевой зоне рифта новообразованной океанической коры, процессы развития плит генерируются уже другими глубинными процессами, в частности мантийной конвекцией. Поэтому целесообразно ограничить процессы континентального рифтогенеза формированием обстановок зрелого рифта, наподобие Байкальской рифтовой зоны и авлакогена, как отмершей ветви трехлучевой рифтовой системы.

Отличительной чертой предлагаемой нами систематики является то, что в ней каждой выделенной геодинамической обстановке соответствует не единичный тип осадочного бассейна, а целостная седиментационная (денудационно-аккумулятивная) система. В гл. 1.2 мы показали, что осадочный бассейн является, хотя и важнейшим, но все же составным элементом подобной системы и понять процессы, происходящие в самом бассейне, невозможно, если не учитывать его взаимосвязь с другими элементами данной автономно функционирующей осадочной системы: денудацией окружающей суши, режимом переноса осадков, влиянием на аккумулятивные процессы внешних факторов: колебаний уровня моря, вариаций климата и т. п. Поэтому мы постарались в предлагаемой систематике выделить именно денудационно-аккумулятивные системы, указав наиболее характерные типы осадочных бассейнов, являющихся производной конкретной геодинамической обстановки и, согласно нашему определению, существующий ровно столько, сколько существует в неизменном виде данная геодинамическая обстановка.


Режим
Геодинамические обстановки
Денудационно-аккумулятивные системы (осадочные бассейны)
Индикационные ряды осадочных формаций
Недоразвитые (эмбриональные) рифты и области рассеянного рифтогенеза
Замкнутые впадины (бессточные котловины) = {речные дельты, озера, болота}
Рифтогенный
Континентальный рифт
Зрелый рифт
Байкальский рифт и т.п. = {речные дельты, озера, каньоны}
см. таблицу I.2
Авлакоген трехлучевой системы
Донецкий авлакоген и т.п. = {речные дельты, болота, морские заливы закрытого типа}
см. I.3.1.2б
Надрифтовая депрессия
Западно-Сибирская депрессия и т.п. = {эпиплатф. море, озера, реки}
Переходные зоны рифтового происхождения
Прибалтийский бассейн и т.п. = {шельф откр. моря, континент. склон}
Трансгрессионный (раздвиговый)
Сфеношазм
Бискайский сфеношазм и т.п. (сдвиговые бассейны) = {открытое море, замкнутое море (озеро, речные дельты}
Изостатической компенсации
Дегляционные депрессии
Современные аккумулятивные системы на севере Европы

Что касается индикационных рядов осадочных формаций, можем отметить следующее. Приведенные в книге ряды являются модельными в том смысле, что они выведены из обобщенных тектоно-седиментологических моделей применительно к некоторым из указанных денудационно-аккумулятивных систем. Разумеется, при анализе эмпирически выявляемых рядов осадочных формаций, выполняющих вполне конкретный осадочный бассейн геологического прошлого, неизбежно обнаружатся их отличия от индикационных формаций модельного ряда. Однако отличия эти не должны выходить за рамки вещества отдельных формаций. Сами формации, конечно, могут существенно разниться в зависимости от местных факторов, учесть которые в любой тектоно-седиментологической модели не представляется возможным. Но если модель все же опиралась на значимые для данной денудационно-аккумулятивной системы характеристики, то неизменной для полученного из модели индикационного ряда должна быть *направленность* в смене формаций, отражающая тренд седиментологического развития осадочного бассейна. Именно эту направленность мы и постарались прежде всего обосновать.

I.3.1.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

I.3.1.2а. Зрелые континентальные рифты

В мезозойско-кайнозойскую эру ведущим геодинамическим процессом на Земле является рифтогенез [227]. Он в равной мере проявлен как на континентах, так и в океанах. Однако, хотя процесс этот всегда инициируется в пределах континентальных блоков, на континентах многочисленные рифтовые системы являются слепыми окончаниями или боковыми ответвлениями мировой системы внутриокеанических хребтов. Это вполне естественно, поскольку дивергентные границы плит маркируют процесс их расхождения, но так как это длительно развивающееся геологическое явление, то в пределах разных тектонических структур наблюдаются разные его стадии: от рифтогенеза до активного спрединга. По тем же причинам сам рифтогенный режим в зависимости от физико-механических свойств подастеносферной оболочки в структурах земной коры континентов фиксируется разными геодинамическими обстановками: эмбриональными рифтами зон рассеянного рифтогенеза, зрелыми континентальными рифтами, авлакогенами, надрифтовыми депрессиями.

Если внешние структурные проявления режимов расхождения и схождения плит зависят прежде всего от *реакции* земной коры на глубинные процессы, то сама мантийная конвекция, служащая основным генератором движения литосферных плит, энергетически сбалансирована. Причем эта сбалансированность проявляется и в пространстве (равенство в среднем высот срединно-океанических хребтов и глубин желобов зон субдукции, если, конечно, глубины желобов отсчитывать не от поверхности океана, как было принято в океанологии, а от верхней бровки внешнего склона желоба), и во времени: основные эпохи рифтогенеза совпадают по времени с эпохами крупных континентальных коллизий на активных окраинах или следуют непосредственно за ними. Последний факт объясняется тем, что во время коллизии континентальных масс активное движение

Рис. I.3. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов внутриплитных (рифтогенных) обстановок.

плит блокируется, конвективный поток создаст избыточные напряжения в литосфере, которые, достигая наибольших значений под континентами в силу большей вязкости континентальной астеносферы, генерируют подъем так называемой аномальной мантии, что и приводит в конце концов к образованию разных в морфологическом отношении рифтогенных структур [96, 136, 418]. Е. Е. Милановский [227] отмечает, что на глубине 150 км большинству главных звеньев мировой рифтовой системы соответствуют зоны пониженных скоростей сейсмических волн, относительного разогрева и разуплотнения мантийного материала.

Помимо этого, отмечается и пространственная унаследованность в локализации основных рифтогенных систем. Проявляется она в том, что молодые рифтогенные пояса, как правило, приурочиваются к значительно более древним, уже отмершим и переработанным рифтовым системам. Так, кайнозойский рифтогенез тяготеет к областям развития докембрийских зеленокаменных поясов. Это относится и к Байкальской рифтовой зоне, которая на всем своем протяжении (более 2500 км) следует очертаниям раннепротерозойского зеленокаменного пояса, и к Восточно-Африканской рифтовой системе, и ко многим другим. Правда, следует заметить, что происхождение зеленокаменных поясов не всеми трактуется однозначно. Если А. Ф. Грачев [96] не сомневается в том, что они представляют собой сильно переработанные древние рифтовые зоны, то Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и Л. М. Натапов [127] считают, что зеленокаменные пояса — это реликты древних островных дуг.

Так или иначе, но для нас важны как общие закономерности развития разновозрастных рифтовых зон и их тяготение к древним зеленокаменным поясам, поскольку это влияет и на интерпретацию общих закономерностей расположения рифтогенных осадочных бассейнов в структуре континентов, так и особенности их строения: структура, размеры, состав вмещающих осадочных толщ и вулканитов. Это позволит увязать в единое целое представления о механизме образования рифтогенных впадин и процессы их заполнения осадочными комплексами, а также выявить устойчивые индикационные ряды осадочных формаций и с их помощью диагностировать бассейны рифтогенной природы геологического прошлого.

Весь ряд рифтогенных геодинамических обстановок на континентах состоит из термически инициированных рифтов, которые по форме образуемых ими тектонических депрессий можно подразделить на недоразвитые (эмбриональные) рифты — внутриплитные замкнутые впадины изометричной или квазиизометричной формы; полуграбены, или одноплечевые рифты, чаще всего располагающиеся в переходной зоне к пассивной окраине или в пределах самой пассивной окраины; наконец, асимметричные (зрелые, или полноразвитые) рифты. Именно с них мы и начнем описание осадочных бассейнов внутриплитных (рифтогенных) обстановок.

К классическим образцам зрелых континентальных рифтогенных бассейнов относятся такие хорошо изученные рифтовые системы, как Байкальская и Восточно-Африканская, а также крупные рифты типа Момского на Северо-Востоке России, Рейнского в пределах Западной Европы, Рио-Гранде на западе США, Бенуэ на западной окраине Африки и многие другие. Они протягиваются на сотни и даже тысячи километров и представляют собой сложную мозаику грабенов, горстов и многочисленных депрессий, заполненных как континентальными, так и морскими отложениями.

Большое число региональных примеров конкретных полноразвитых континентальных рифтов приведено в монографиях [96, 136, 226, 229 и др.]. Рифтогенные бассейны стали изучать задолго до становления тектоники литосферных плит. Они по праву являются наиболее изученными, хотя, возможно, именно этот фактор мешает сделать уверенные литогеодинамические обобщения. На самом деле хорошо известно, что особенности индивидуального строения континентальных рифтовых зон и специфика их осадочного выполнения зависят от многих причин, важнейшими из которых являются: их геологическая предыстория, длительность, а главное интенсивность рифтогенеза, положение рифтовой зоны внутри материка или вблизи окраины и, наконец, климатический фактор. И все же удастся выявить те общие характеристики строения рифтовых зон, которые можно считать типичными для всех полноразвитых (зрелых) континентальных рифтов.

В принятой нами систематике внутриплитных (рифтогенных) бассейнов выделены и те, что связаны с обстановками рассеянного (эмбрионального) рифтогенеза. Это, как правило, сравнительно мелкие депрессии, отличающиеся от зрелых рифтов не столько размерами, сколько тем, что процессы взаимодействия механического растяжения континентальной коры с термической переработкой глубинных горизонтов литосферы поднимающимся мантийным диапиром не привели к образованию коры океанического типа. Поэтому процессы растяжения «замерли» на этапе формирования как бы рассеянных на значительных пространствах плиты депрессий — грабенов изометричной формы. Они-то и относятся к континентальным бассейнам обстановок рассеянного рифтогенеза. Подобного рода депрессии отмечаются и Восточном и Западном Забайкалье, во Внутренней Монголии. Вероятнее всего, они, как и Байкальская рифтовая зона, образовались в результате напряжений в земной коре, инициированных Индо-Азиатской коллизией. Пожалуй, самой важной тектонической особенностью континентальных рифтов, определяющей, прежде всего, фациальный состав и циклические характеристики образующегося разреза, является то, что никаких *колебательных движений земной коры здесь быть не может*, если, разумеется, опираться на современные тектоно-геофизические представления о рифтогенезе, предопределяющие автономное развитие этих депрессионных структур, которые испытывают направленное проседание, скорость которого в разные фазы этого процесса может существенно варьировать. Именно *этот фактор является ключевым для понимания механизма седиментогенеза в подобного рода депрессиях.*

Суть предлагаемой нами тектоно-седиментологической модели развития континентальных рифтогенных бассейнов состоит в следующем.

1. Порядок следования пород в разрезе континентальных рифтов определяется не колебательными движениями земной коры, а только соотношением скоростей проседания дна рифта и аккумуляции осадочного материала. Эти соотношения на разных этапах развития рифтов меняются и потому в отдельные отрезки времени рифтогенная депрессия оказывается некомпенсированной осадками, тогда как к заключительному (пострифтовому) этапу она во многих случаях полностью заполняется разнофациальными осадочными комплексами.

2. Тектонический режим развития рифтогенных депрессий диктует прежде всего направленную смену *обстановок осадконакопления* (флювиальной, озерной, лагунной, прибрежно-морской и т. п.), а литологический состав формирующихся в их пределах пород зависит от местных

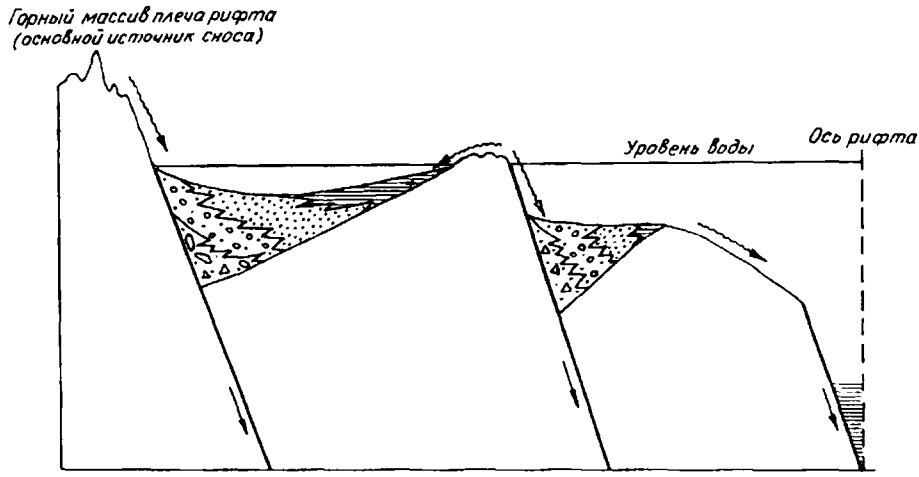


Рис. I.4. Структурно-геоморфологический контроль распределения терригенных осадков в пределах рифтогенного континентального бассейна.

Разломно-сбросовые уступы показаны только до осевой линии рифта.

условий: климата, гидродинамической активности бассейна, контрастности рельефа прилегающих областей сноса и т. д. Иными словами, разнообразие местных условий в сочетании со сравнительно небольшой шириной рифтогенной депрессии (40—60 км) предопределяют чрезвычайную пестроту индивидуальных фациальных особенностей осадков и их резкую фациальную изменчивость как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Наиболее наглядно это выражается в периоды существования в бассейне континентальных обстановок.

3. Разломно-сбросовый характер строения континентальных рифтов является определяющим при анализе распределения фациальных комплексов осадков в бассейне, особенно в периоды существования континентальных обстановок осадконакопления. Так, крутизна внешних бортов рифта и расчлененность рельефа как в источнике сноса, так и в пределах отдельных грабенов оказывается основной причиной того, что в основании сбросовых уступов формируются грубообломочные фации, включающие неокатанную гравийно-галечно-песчаную смесь, сменяющуюся по латерали более мелкозернистыми песчаными накоплениями, которые образуют в совокупности характерные отложения аллювиальных конусов выноса. Они быстро выклиниваются к центру бассейна, где можно наблюдать чередование дистальных фаций прибортового конуса с проксимальными мелководными континентальными фациями следующего сбросового уступа (рис. I.4).

Основной питающей осадками транспортирующей системой служит разветвленная речная сеть, по которой терригенная кластика доставляется в крупные мелководные озера и бессточные котловины. В зависимости от климатических условий эти озера могут быть как пресными, так и солоноватоводными, с соответствующим набором фаций, включая и эвапоритовые. Флювиально-озерные континентальные обстановки выделяются в разрезах Байкальской рифтовой зоны, Эфиопского рифта, Рейнского грабена, рифта Бохай в Северо-Восточном Китае и т. д. Как правило,

именно с флювиальных и озерных обстановок начинается развитие любого континентального рифтогенного бассейна, что доказывается мощными накоплениями циклически построенных терригенных разрезов, часто угленосных (в условиях гумидного климата) или соленосных (в аридных климатических зонах). Во многих рифтах (Рейнский грабен, Эфиопский и т. д.) этой фазе развития рифтогенной депрессии соответствуют разрезы терригенных красноцветов значительной мощности. Так, на Гебридских островах выделяется континентальный рифт пермо-триасового возраста, начальному этапу эволюции которого соответствует формация Сторновей, состоящая из переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов (типичные последовательности флювиального режима циклоседиментогенеза), она связывается с обстановками аллювиальных конусов выноса и грязевых потоков. Мощность ее достигает 4 км [387]. В Данакильском рифте Восточной Африки раннему олигоцен-миоценовому этапу развития соответствует мощная толща (до 5 км) терригенных красноцветов и эвапоритов. На терригенные континентальные накопления ранних этапов развития рифтогенных депрессий накладываются продукты и вулканических излияний разного состава. Вулканизм, повторяем, — наиболее характерная особенность всех континентальных рифтогенных бассейнов [96, 136].

Структурно-геоморфологический контроль определяет специфику распределения фаций вкрест простирания рифтогенной континентальной депрессии на всех этапах ее развития. И только на заключительном (пострифтовом) этапе, когда рельеф нивелируется, а бассейн мелеет, он утрачивает свою значимость, господствующими оказываются условия биохемогенного осадконакопления, а в разрезе фиксируются терригенные, карбонатные и соленосные комплексы пород.

4. Наша модель предполагает (хотя допускаются и исключения) общую тенденцию «погрубения» разреза континентальных рифтогенных депрессий от наиболее древних стратиграфических комплексов к более молодым. Тенденция эта справедлива только в пределах собственно рифтогенного этапа развития и вытекает из уже описанной тектоно-геофизической модели. Тенденция установлена эмпирически при описании разрезов многих конкретных бассейнов [96, 242 и др.] и выражается в том, что на осадки флювиальных, озерных и болотных фаций ложатся отложения лагунных и прибрежно-морских обстановок, если появляется связь внутриплитного рифтогенного бассейна с открытым морем, на которых чаще всего залегают отложения континентальной молассы. Именно такой тип разреза мы предложили называть *сублационным* [289].

Затем данную последовательность удалось проинтерпретировать в терминах тектоно-геофизической модели и связать направленную смену обстановок осадконакопления в бассейне с меняющимися на разных этапах существования рифтогенной депрессии скоростями проседания дна бассейна. Седиментологически отмеченная тенденция связана с тем, что сама зона аккумуляции осадков остается на месте и даже в тех случаях, когда морская трансгрессия, временно достигшая пределов континентального рифта, затем сменяется регрессией моря, в рифтогенной впадине вновь аккумулируются континентальные осадки речных и озерных фаций. Это соответствует стадии начального рифтогенеза.

Далее наступает стадия медленного погружения зажатого глубинными разломами континентального блока, за которой следует стадия быстрого погружения, когда слой аномальной мантии поднимается на глубину всего 10—15 км от поверхности, что обеспечивает интенсивный разогрев коры

и ее быстрое проседание. Иногда этот этап развития рифтогенных бассейнов называют «провальным» [242, т. 2], настолько велики скорости погружения дна депрессии, а значит, и разность скоростей проседания дна и аккумуляции осадков растет, и впадина становится некомпенсированной осадконакоплением. Такое соотношение сохраняется до тех пор, пока опускание не стабилизируется. Подобная ситуация отмечена для континентального рифтогенного бассейна Бохай в Северо-Восточном Китае, где только в третичном периоде накопилось до 7 км вулканогенных и осадочных пород. В силу того что скорость речной эрозии всегда превышает скорость тектонических движений, горные массивы, окружающие рифт, прорезаются многочисленными речными системами, впадающими в озеро, которое на этом этапе занимает акваторию основной рифтогенной депрессии. Подобную ситуацию можно наблюдать в Байкальской рифтовой зоне, в пределах которой Байкальский рифт как раз соответствует «провальной» стадии эволюции внутриплитной рифтогенной обстановки. Впоследствии при замедлении скорости проседания дна впадины она заполняется отложениями речных конусов выноса — флювиальный режим циклоседиментогенеза. При этом как в пределах элементарных седиментационных циклов наблюдается увеличение зернистости незрелого терригенного материала от основания цикла к его вершине [100], так и вся толща направленно «грубеет» от нижних горизонтов к верхним, поскольку по мере нарастания мощности разреза автоматически сокращается длина транспортировки терригенной кластики и выносимый реками материал сгружается у бортов впадины, формируя отложения фангломератов, или верхней (континентальной) молассы.

Разумеется, подобная направленность в смене фаций отмечается не во всех континентальных рифтогенных депрессиях, но именно она выражает наиболее полную последовательность этапов их тектонической эволюции. Поэтому ее необходимо учесть при обосновании теоретически выводимых индикационных рядов осадочных формаций внутриплитных рифтогенных обстановок. Важно и то, что обратная последовательность генетически невозможна.

5. Уже из описанных особенностей литогеодинамики континентальных рифтогенных бассейнов следует, что индикационными в данном случае могут быть только вертикальные (стратиграфически упорядоченные) последовательности осадочных формаций, поскольку седиментологическая эволюция бассейнов данного типа предопределяет изменения режимов циклоседиментогенеза прежде всего во времени, а не в пространстве. Хотя и латеральные ряды формаций для фиксированного временно́го рубежа могут быть полезными при детальной корреляции местных литостратиграфических схем.

Итак, в наиболее полном выражении континентальные рифты проходят пять стадий развития [248]:

а) региональное воздымание (вздутие) рельефа, когда преобладает эрозия и намечены только контуры будущего бассейна, — предрифтовая стадия;

б) региональное растяжение, когда по крутонаклоненным глубинным разломам происходит «обрушение» свода и образуется неглубокая депрессия асимметричной формы — стадия начального рифтогенеза. Данная стадия сопровождается интенсивным вулканизмом;

ТАБЛИЦА 1.2

ИНДИКАЦИОННЫЕ РЯДЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗРЕЛЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Стадия рифтогенеза	Обстановки осадконакопления	Ряды осадочных формаций индикационные	
		Гумидные	Аридные
Дорифтовая (региональное воздымание)	Преобладает эрозия. Небольшие озера и реки	Кора выветривания. Эвапориты. Терригенные угленосные, карбонатно-терригенные, известняково-глинистые формации	Коры выветривания. Вулканиты. Терригенные красноцветы, гипсоносная формация с доломитами, ангидритами, солями
Начальный рифтогенез	Флювиальная, озерно-болотная, лагунная	Терригенные песчано-глинистые толщи, часто угленосные; карбонатно-терригенно-соленосная формация	Терригенные красноцветы, сульфатно-карбонатный ряд формаций с эвапоритами
Ранняя провальная (медленное погружение)	Флювиальная, пролювиальная лагунно-эвапоритовая	Угленосная формация, терригенные аллювиальных конусов выноса; прибрежно-морские терригенно-карбонатные (известняково-глинистая лимническая)	Красноцветы, алевролито-песчаниково-конгломератовая красноцветная; вулкано-терригенная, гипсоносная с пачками доломитов, ангидритов, солей
Интенсивная провальная (быстрое погружение)	Глубоководная дельтово-суспензионная	Глубоководные аргиллиты, терригенная аллювиальная моласса НКВ (фангломераты), рифовая формация	Глубоководные аргиллиты. Красноцветная моласса (фангломераты), рифовая формация
Пострифтовая (региональное погружение)	Флювиальная, лагунная	Терригенные алевролито-песчаниковые, карбонатно-терригенные формации	Карбонатная сульфатно-глинистая формация

в) раннюю провальную — бассейн начинает медленно проседать, в нем формируются сбросовые уступы, и он расчленяется на ряд грабенов, отделенных друг от друга разломами;

г) интенсивную провальную — бассейн быстро проседает, акватория захватывает почти все ранее образованные грабены, а за счет резкого превышения скорости проседания над темпом денудации создается иллюзия воздымания горного обрамления депрессии, — плечей рифта;

д) пострифтовую — бассейн мелеет и весь район испытывает медленное опускание.

Если этим стадиям поставить в соответствие направленную смену обстановок осадконакопления, а им — соответствующие ряды осадочных формаций, дифференцированные в зависимости от климата (гумидный или аридный), то можно обосновать наиболее полные индикационные ряды осадочных формаций, типологические для бассейнов внутриплитных (рифтогенных) обстановок (табл. 1.2). Из анализа табл. 1.2 видно, что некоторые формации повторяются на разных стадиях развития рифта,

а потому они могут считаться индикационными только в общем вертикальном ряду направленной смены формаций. Помимо этого, также на разных стадиях рифтогенеза в разрезе могут появляться, но не обязательно, морские и лагунные отложения. Это означает только одно, что в этот период осадочная система континентальных рифтов вследствие, например, эвстатического подъема уровня океана, стала составной частью более мощной системы седиментации. Поэтому морские фации в разрезе сугубо континентального бассейна не являются следствием определенной стадии его седиментологической эволюции, а лишь указывают на связь рифтогенной депрессии со значительно более широкомасштабными тектоно-седиментологическими явлениями. Именно эти формации в составе разреза континентальных рифтов служат надежными реперами для региональной и межрегиональной корреляции синхроничных отложений.

Резюмируя все изложенное, предлагаем следующий индикационный ряд осадочных формаций зрелых континентальных рифтов*: кора выветривания→терригенно-угленосная бессточных впадин (терригенно-соленосная)→алевролито-песчаниковая сероцветная (алевролито-песчаниковая красноцветная), карбонатно-терригенная соленосная (сульфатно-карбонатная эвапоритовая)→угленосная лимническая, терригенная аллювиальных конусов выноса (алевролито-песчаниково-конгломератовая красноцветная), прибрежно-морская терригенно-карбонатная (гипсоносная с пачками доломитов, ангидритов, солей)→глубоководные аргиллиты, терригенная континентальная моласса, рифовая→терригенная алевролито-песчаниковая, карбонатно-терригенная (сульфатно-глинистая). Это — наиболее полный (модельный) ряд формаций. В реальных разрезах многие члены этого ряда не отмечаются. Но зато есть главный признак, позволяющий диагностировать отложения континентальных палеорифтов, — направленная смена формаций. В этом и состоит смысл того, что они являются индикационными.

I.3.1.2б. Авлакогены

Если рифтогенез трактовать как начальный этап раскола континентов, предшествующий спредингу, то далеко не каждая внутриконтинентальная рифтовая система проходит все стадии этого процесса, многие из них так и прекращают свое существование на начальном, собственно рифтогенном, этапе (Рейнский грабен, Момский рифт, рифтовые системы Северо-Восточного Китая и Запада США и т. д.). Но если рифтогенез все же привел к расколу континентов, то чаще всего континенты разъединяются по двум ветвям так называемой трехлучевой рифтовой системы. Происхождение подобных тройных сочленений не вполне ясно, но скорее всего они являются структурным отражением начального этапа разрыва куполовидного поднятия, образуемого на предрифтовом этапе вследствие подъема аномальной мантии и активной латеральной миграции разуплотненного мантийного вещества. Лучи расходятся, как правило, под углом, близким к 120°, что, как известно из механики, соответствует оптимальной реакции однородного по составу вещества на растягивающие усилия.

Таким образом, два луча трехлучевой системы трассируют место образования молодого океанического бассейна, а третий луч остается

* В скобках указаны формации, характерные для аридного типа литогенеза.

неразвившимся (слепым) рифтом. Одним своим концом он под большим углом как бы срезается горным сооружением кратона, а противоположным открывается в новообразованный океанический бассейн. Именно такого рода континентальные рифты в современной геодинамике называют *авлакогенами.* Впервые их выделил Н. С. Шатский в пределах Восточно-Европейской платформы еще в 1947 г. В англоязычной литературе помимо термина «авлакоген» как синоним часто употребляется и другой — «несостоявшиеся рифты», поскольку «состоявшимися» считаются те, с образования которых начинается цикл Уилсона [242, т. 2]. Вместе с океаническими и континентальными рифтами авлакогены входят как составные элементы в сложные полирифтовые системы. Этап их активного образования приходился на ранний триас—среднюю юру [377].

Одним из лучших примеров активно развивающегося авлакогена, своеобразной актуалистической моделью данного типа осадочных бассейнов является авлакоген (трог) Бенуэ в Западной Африке, протягивающийся на северо-восток от врезанного в континент угла Гвинейского залива на 1000 км. Ширина рифтовой долины авлакогена достигает 100 км [387]. Развиваться он начал в раннем мелу, после раскрытия Южной Атлантики, вследствие чего две другие ветви домеловой трехлучевой системы трансформировались в Атлантический океанический бассейн. В самом троге Бенуэ мощность осадков достигает 5 км. Они представляют собой типичную последовательность фаций внутриконтинентального рифта: флювиальные, озерные, дельтовые и прибрежно-морские отложения. Через трог Бенуэ проложила русло р. Нигер. При ее впадении в Атлантический океан в пределах шельфа и континентального склона образовался громадный подводный конус выноса, отложения которого, главным образом турбидиты, достигают мощности более 12 км.

Древние авлакогены выделяются в пределах всех континентов: на Северо-Американской платформе известны позднедокембрийские авлакогены Южной Оклахомы [419], системы Кивино, грабен Оттава—Бонншер и др. К. Барки и Дж. Дьюи предполагают, что все эти рифтовые впадины начали образовываться в одно и то же время: в начале отделения Гондваны от Северной Америки, 1,15 млрд лет назад, и что все они соединялись друг с другом в почти непрерывную цепь, подобную Восточно-Африканской рифтовой системе. В целом эта структура, по их мнению, является авлакогеном, который оканчивается у плюма в Северной Луизиане. Авлакоген имел громадную протяженность — 2250 км. Всю эту цепь принято называть рифтовой системой Мидконтинента. Однако собственно авлакогеном все же является только рифт Южной Оклахомы, поскольку он образовался как слепое ответвление трехлучевой системы «сочленение Даллас» [419]. В пределах Северо-Американской платформы выделяют также позднедокембрийские авлакогены Пенсильванский и Делавэр, а на севере Канады — позднепротерозойский авлакоген Атапуску.

В пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ активным периодом авлакогенообразования является рифей (Пачелмский, Среднерусский и другие авлакогены Восточно-Европейской платформы, а также Уджинский и сеть авлакогенов в северной части Сибирской платформы, имеющих субмеридиональную ориентировку). Известны также авлакогены девонского возраста Русской (Припятско-Днепровский, на юге переходящий в Донецкий) и Сибирской платформ (Вилюйский и др.) [127, кн. 1]. В Вилюйском авлакогене, протягивающемся под Вилюйской си-

нсклизой через центральную часть Сибирской платформы в северо-восточном направлении, мощность осадочного разреза достигает 10—12 км. Только на отложения позднего девона—раннего карбона приходится толща мощностью 7—8 км, сложенная главным образом эвапоритами. О. В. Япаскурт [406] считает, что в восточной части Сибирской платформы с середины девонского периода была заложена система грабенообразных линейных платформенных структур, во многом унаследовавших систему позднедокембрийских рифтогенных бассейнов. Такие структуры имели субширотное простирание (низовья р. Вилюй), юго-юго-восточное (через Лено-Оленёкский водораздел) и меридиональное (на месте современных хребтов Орулган и Сетте-Дабан), образуя в плане тройные сочленения.

На рис. I.5 (см. вкладку в конце книги) приведены пять обобщенных геодинамических моделей, связывающих условия образования авлакогенов со всеми основными стадиями цикла Уилсона. Причем отдельно показаны структурные отношения на фронте перед авлакогеном и строение образованного в конкретной геодинамической обстановке авлакогена. В процессе рифтогенеза все три ветви трехлучевой системы имеют сходные структурные соотношения (рис. I.5, *I*), хотя и различаются по характеру вулканизма и осадочному выполнению. На первом этапе раскола континентов, когда две ветви континентальных рифтов преобразуются в молодой океан (рис. I.5, *II*), авлакоген по-прежнему имеет структуры типичного рифта, в нем еще не проявлены характерные признаки бассейна типа авлакогена. Именно этому этапу соответствует трехлучевая рифтовая система Северо-Восточной Африки.

Авлакоген в собственном смысле слова начинает формироваться лишь при полном раскрытии океана, когда ось спрединга маркируется полноразвитым срединно-океаническим хребтом, а бывшие ветви рифтогенных систем трансформировались в зрелые пассивные окраины (рис. I.5, *III*). Именно на данной стадии развития находятся авлакоген Бенуэ, а также ряд авлакогенов на Атлантическом побережье Североамериканского континента. Специфика данной стадии развития авлакогена состоит в том, что на его океаническом сегменте под действием избыточного теплового потока на стыке континентальной и океанической коры, громадных выносов с континента речных осадков терригенная взвесь накапливается в пределах первого и второго поясов лавинной седиментации и под тяжестью аномально быстро растущей мощности осадочного разреза происходит изостатическое прогибание дна вблизи бровки шельфа, в результате чего в авлакогене формируются осадочные толщи громадной мощности: до 12 км в авлакогене Бенуэ и до 25 км в Донецком. Тогда как в направлении континента, где авлакоген продолжает функционировать как типичный внутриконтинентальный рифтогенный бассейн мощности синхроничных осадочных образований, как правило, в десять раз меньше.

При закрытии океана заканчивается и развитие авлакогенов как осадочных бассейнов (рис. I.5, *IV* и *V*). Поэтому все древние осадочные палеобассейны, интерпретируемые как авлакогены, относятся к категории постколлизионных. Это и Днепрово-Донецкий, Пачелмский авлакогены и многие другие.

Проанализированные геодинамические и структурные соотношения в развитии авлакогенов дают возможность сделать следующие важные, на наш взгляд, выводы.

1. Авлакоген существует как осадочный бассейн до коллизии континентальных масс. После нее он прекращает свое существование и консервируется в структуре континента в виде сильнодислоцированной системы тектонических покровов, состоящих из шарьированных и смятых в сложную систему складок осадочных комплексов. Именно по этой причине все известные на разных континентах Земли авлакогены имеют либо палеозойский, либо докембрийский возраст. Все более молодые рифтогенные структуры, относимые к авлакогенам (типа Бенуэ или Эфиопского) еще продолжают свое развитие, ибо последний цикл Уилсона, начавшийся с раскрытия Атлантики в мезозое, еще не завершился.

2. Авлакогены в своем развитии проходят ряд эволюционных стадий. Наиболее полно выражены пять стадий [451]: грабенообразования (рифтовая), промежуточная, изостатического прогибания, активизации и компрессионная (посторогенная). Однако тесную связь с эволюцией структур и осадочным выполнением авлакогенов обнаруживают только три стадии: грабенообразования, изостатического прогибания и компрессионная. Важно и то, что каждая из этих стадий однозначно соответствует одному из этапов цикла Уилсона. Так, грабенообразованию можно поставить в соответствие этапы континентального рифтогенеза и начальную фазу раскола континентов с образованием молодого океанического бассейна (рис. I.5, *I* и *II*); стадии изостатического прогибания — этапы зрелого океанического бассейна и начальные импульсы субдукции океанической литосферы (рис. I.5, *III* и *IV*); наконец, постколлизионная стадия наступает одновременно с образованием коллизионного орогена, который как бы срезает тот край авлакогена, который ранее открывался в океан (рис. I.5, *V*).

Итак, различия в геодинамической эволюции зрелых континентальных рифтов и авлакогенов дают возможность сделать следующие выводы, прежде всего об особенностях тектоно-седиментологического развития осадочных бассейнов авлакогенного типа.

I. Именно авлакогены наиболее тесно и наиболее длительное время связаны с полным геодинамическим циклом, зарождаясь на начальной стадии раскола континентов и продолжая активно функционировать вплоть до заключительного этапа — коллизии континентальных масс. В это время они как бы «запечатываются» в тылу орогенного коллизионного шва (рис. I.5).

II. До раскола континента и начала формирования молодого океанического бассейна авлакоген уже существовал, но только как континентальный рифт. Поэтому в основании разреза авлакогенов залегают континентальные и прибрежно-морские отложения, типичные для континентальных рифтов. И лишь когда образуется зрелая пассивная окраина (стадия изостатического прогибания в развитии авлакогенов), накапливается типичный для авлакогенов ряд осадочных формаций. Причем даже на этом этапе развития авлакогенных бассейнов осадочные формации отличаются от формаций разрезов типичных континентальных рифтов не столько последовательностью литофаций, сколько мощностью отложений. В авлакогене формируется разрез мощностью до 20 км, тогда как его мощность в континентальных рифтах на порядок меньше (2 км). Сам же характер отложений зависит главным образом от двух факторов: климата и рельефа прилегающей суши. В гумидном климате и при незначительных перепадах рельефа устойчивое изостатическое прогибание прибрежной зоны, захватывающее разветвленную дельту реки, выносящей терригенную взвесь и периодически заболачивающуюся, образуются мощные толщи

угленосных отложений (Донецкий авлакоген). При достаточно контрастном рельефе формируется крупный подводный конус выноса (в составе авлакогена оказываются верхний и средний фены), включающий мощные ритмично построенные терригенные толщи, где присутствуют пачки проксимальных турбидитов (авлакоген Южной Оклахомы).

Важен еще и стратиграфический диапазон отложений, который для типичных авлакогенов измеряется несколькими геологическими периодами, тогда как в зрелых континентальных рифтах не превышает 15—40 млн лет. И самое главное — тесная связь развития авлакогенов с геодинамическим циклом раскрытия и закрытия океанов предопределяет тот факт, что палеоавлакогены имеют либо палеозойский, либо докембрийский возраст. Авлакогены, заложившиеся при раскрытии Атлантики, а тем более красноморской стадии развития океана, еще продолжают функционировать как современные осадочные бассейны и могут в лучшем случае выступать в качестве актуалистических моделей при изучении палеоавлакогенов геологического прошлого.

III. Типологические индикационные ряды осадочных формаций авлакогенов практически идентичны таковым для зрелых континентальных рифтов, отличаясь от них, как уже отмечалось, только значительно бо́льшими мощностями формаций, соответствующих этапу изостатического прогибания океанического фланга авлакогена. Помимо этого, сложность в обосновании единых для авлакогенов индикационных рядов осадочных формаций состоит в том, что в латеральном направлении авлакоген распадается на две, хотя и взаимосвязанные, но все же самостоятельные группы обстановок осадконакопления. В пределах континента — это чередование обстановок, характерных для континентального рифта (см. I.3.1.2а), а на пассивной окраине — это мощные накопления подводного конуса выноса. То же касается и вертикальных индикационных рядов, которые различны в зависимости от того, какая структурная единица бассейна рассматривается. Не помогает в данном случае и то обстоятельство, что по времени собственно авлакогенная седиментация как бы следует за рифтогенной. На самом деле и после этого в пределах континентального фланга авлакогена продолжается накопление осадков, синхроничных отложениям шельфа и континентального склона. Так, в пределах уже упоминавшегося нами мезозойского авлакогена Бенуэ, который продолжает свое развитие, выделяется рифт (трог) Бенуэ длиной около 1000 и шириной 100 км. Трог заполнен флювиальными, дельтовыми и морскими мелководными осадками мелового возраста. Их суммарная мощность более 5 км. На пассивной континентальной окраине Атлантики третичная дельта р. Нигер как бы пристраивает к отложениям несостоявшегося рифта Бенуэ мощную (более 12 км) линзу флювиальных и дельтовых накоплений, образующих в совокупности гигантский подводный конус выноса этой реки [242, т. 2]. Годовой твердый сток р. Нигер 67 млн т взвешенных и влекомых наносов. И вся эта громадная масса осадочной взвеси выносится в пределы первого пояса лавинной седиментации и включается в разрез авлакогена Бенуэ.

Таким образом, авлакогены достаточно уверенно выделяются при региональном геодинамическом анализе, отличаясь от типичных полноразвитых континентальных рифтов не последовательностью индикационных рядов осадочных формаций, а значительно бо́льшими их мощностями и почти полным отсутствием вулканитов в пределах развития формаций повышенной мощности.

I.3.2. Бассейны спрединговых обстановок

I.3.2.1. СИСТЕМАТИКА

Раскол континента начинается с образования океанической коры в осевой зоне рифтов трехлучевой системы и с постепенного удаления краев расколовшегося континента от основного источника подкорового тепла. В центре рифта идет процесс активного излияния мантийных выплавок (базальтов), которые как бы трассируют осевую линию раздвига континентальных масс. В дальнейшем здесь формируется срединно-океанический хребет, а раздвигающиеся по обе стороны от него плечи континентального рифта постепенно преобразуются в пассивные континентальные окраины, погружающиеся по мере остывания на глубину, пропорциональную квадратному корню из расстояния от оси Срединного хребта (эмпирический закон Склейтера). Как отмечает Дж. П. Кеннетт [143, т. 1], кривые прогибания конкретных окраин оказались близкими к эмпирическим кривым охлаждения, построенным для океанической коры. При этом мера близости зависит от возраста коры: до 70 млн лет совпадение очень точное, древнее 70 млн лет наблюдаются некоторые отклонения от построенной кривой погружения.

Процесс раздвижения океанической литосферы получил название спрединга океанического дна. Срединно-океанические хребты, маркирующие осевые зоны спрединга, непрерывной ветвящейся лентой опоясывают весь земной шар. Суммарная длина этих хребтов превышает 60 000 км. Это в прямом смысле слова подводные хребты, возвышающиеся над дном океана на 2500—2700 м. Их гребень рассечен центральной рифтовой долиной, ширина которой зависит от скорости спрединга, а кроме того, хребты пересекаются сетью поперечных разломов на отдельные фрагменты, сдвинутые относительно друг друга. Эти разломы получили название *трансформных*. Они имеют бóльшую глубину, чем осевой рифт, и в морфологическом отношении напоминают желоба-разломы. Склоны срединно-океанического хребта, крутизна которых также определяется скоростью спрединга, по мере погружения переходят в океаническое ложе (абиссальную равнину).

Это лишь основные элементы геодинамических обстановок спредингового ряда, которым соответствуют конкретные типы осадочных бассейнов: рифтовые долины срединно-океанических хребтов, желоба-трансформы, абиссальные равнины океанов, зрелые пассивные окраины и др. Причем, поскольку спрединг отождествляется с начальным этапом геодинамического цикла Уилсона, бóльшая часть этих бассейнов геологически эфемерна в том смысле, что этим достаточно хорошо изученным современным бассейнам трудно поставить в однозначное соответствие фрагменты бассейнов геологического прошлого. Это касается также трансформов срединно-океанических хребтов и центральной рифтовой долины этих хребтов, даже абиссальных равнин океанов. В геологической летописи сохраняются лишь сильнодеформированные в процессе коллизии остатки зрелых пассивных окраин, фрагменты некогда мощных подводных конусов выноса и крайне редко остатки только начавшего свое развитие океанического бассейна типа раннемезозойского Обского палеоокеана [6]. По этой причине предлагаемую систематику осадочных бассейнов спредингового ряда (рис. I.6) мы сознательно ограничили сравнительно узким классом бассейнов и основное внимание сосредоточили на описании только тех из них, которые сохраняются в геологической истории.

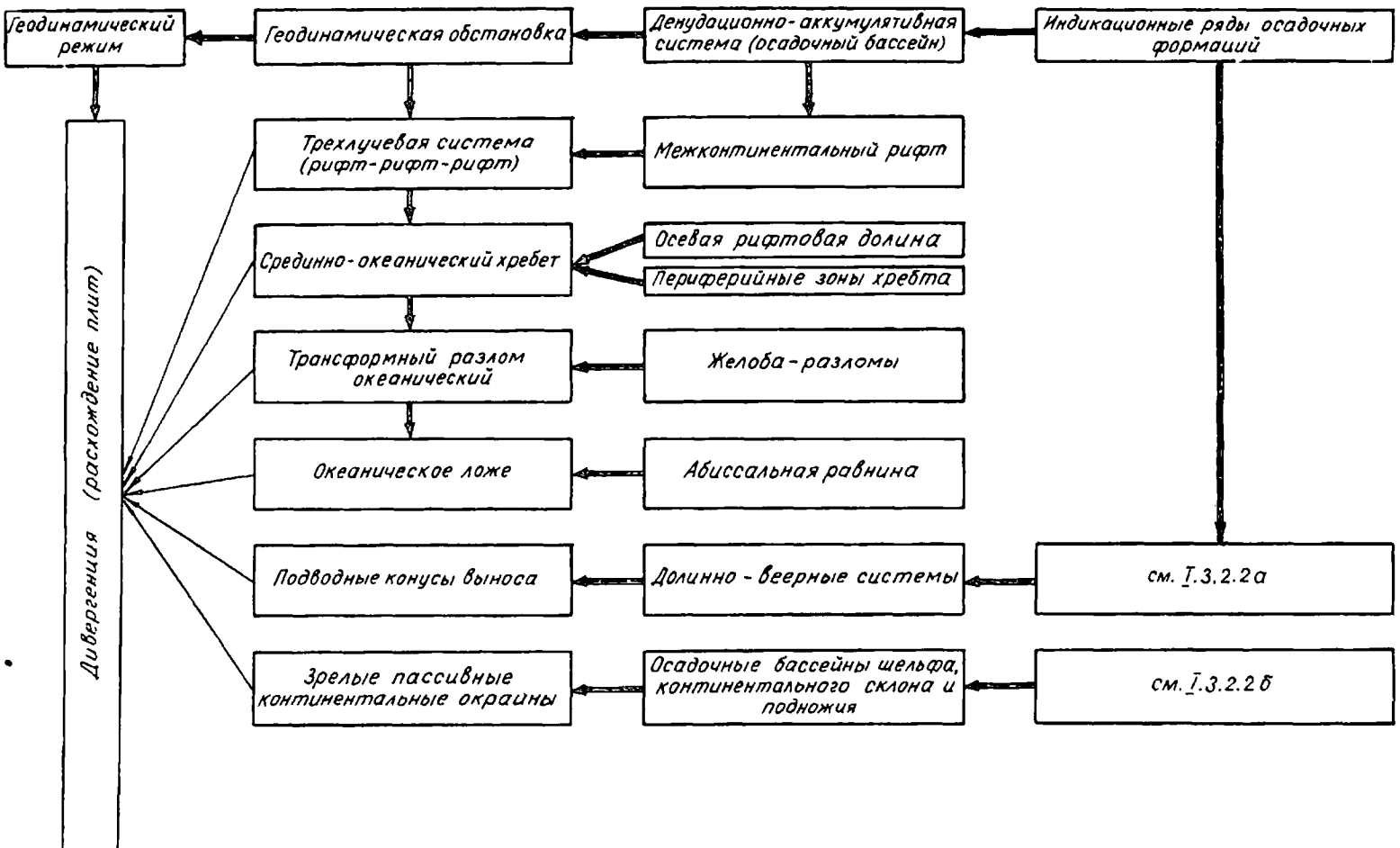

Геодинамический режим
Геодинамическая обстановка
Денудационно-аккумулятивная система (осадочный бассейн)
Индикационные ряды осадочных формаций
Дивергенция (расхождение плит)
Трехлучевая система (рифт-рифт-рифт)
Межконтинентальный рифт
Срединно-океанический хребет
Осевая рифтовая долина
Периферийные зоны хребта
Трансформный разлом океанический
Желоба-разломы
Океаническое ложе
Абиссальная равнина
Подводные конусы выноса
Долинно-веерные системы
см. I.3.2.2а
Зрелые пассивные континентальные окраины
Осадочные бассейны шельфа, континентального склона и подножия
см. I.3.2.2б

Рис. I.6. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов спредингових обстановок.

I.3.2.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

I.3.2.2а. Подводные конусы выноса

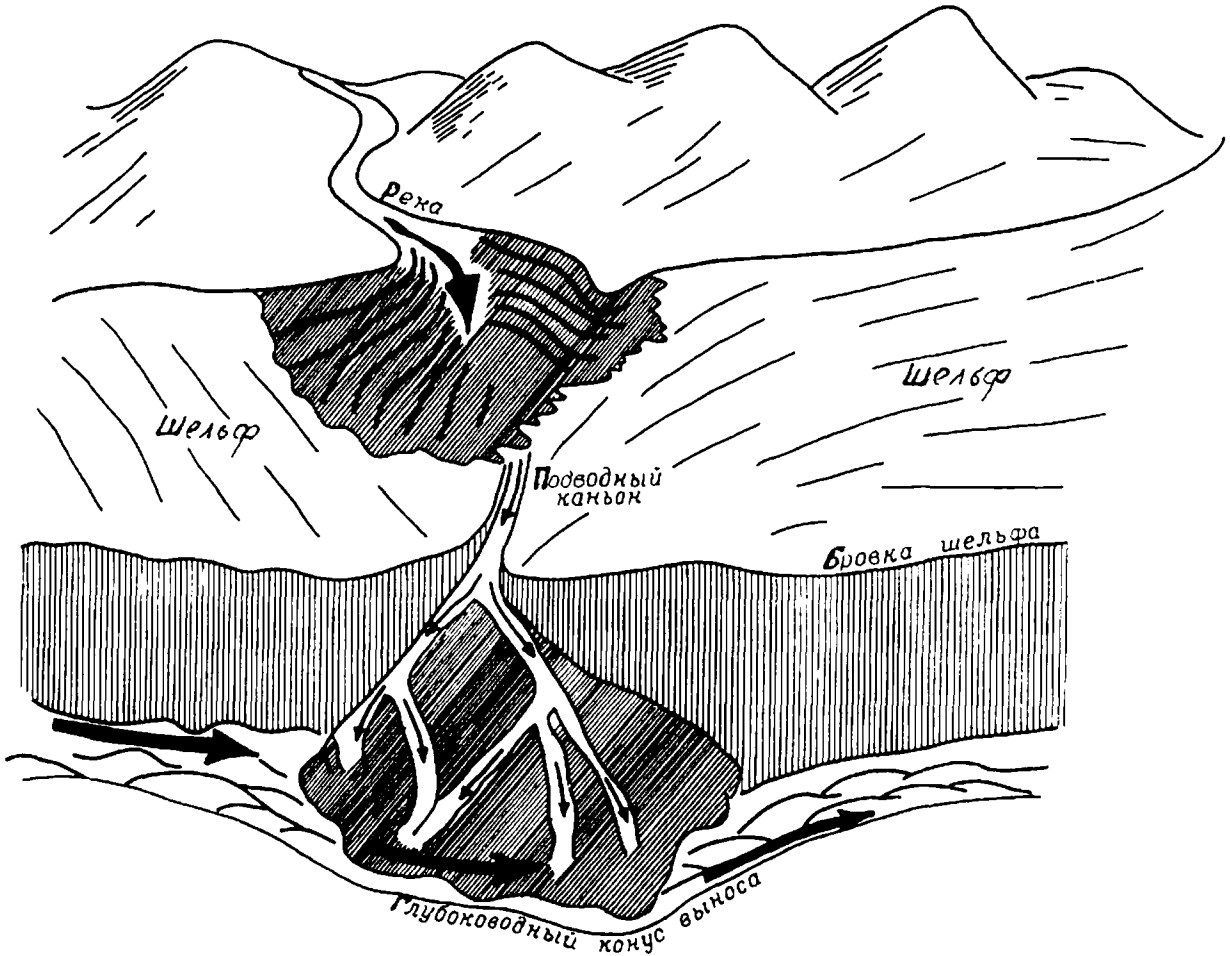
Одной из примечательных особенностей подводного склона пассивных и активных окраин континентов является сохранение морфологических черт рельефа дна, характерных и для надводной части побережья. Наиболее выразительной иллюстрацией могут служить подводные дельты крупнейших рек мира, впадающих в океан; здесь отчетливо прослеживаются и каньоны, являющиеся как бы подводной трассой наземного русла реки (зачастую отмечается целая сеть их), и широкие долины, и, наконец, подводные валы, как бы обрамляющие эту сложную дренажную сеть. В мировой геологической литературе данная седиментационная система получила название подводных конусов выноса (ПКВ). Они имеются практически у всех более или менее крупных рек, впадающих в озера, моря и открытый океан.

Конусы выноса объединяют первые два глобальных уровня лавинной седиментации: граница река—море и континентальный склон, включая подножие (рис. I.7). У основания континентального склона действуют мощные контурные течения, разносящие дистальную часть взвеси вдоль подножия и формирующие в итоге специфические тела контуритов.

Специалисты по геологии океанов подсчитали, что 92 % речной взвеси не принимают участия в пелагическом седиментогенезе, она оседает на 30—50 % площади современных шельфов. А это означает только одно — на этих участках океана должны существовать условия, гарантирующие аккумуляцию почти всего речного стока. Причем условия эти необычны, ибо подавляющая часть терригенного вещества в океане накапливается не на тонкой океанической коре, а на значительно более мощной континентальной, да еще в местах, где нет емких и глубоких вместилищ осадков. Следовательно, здесь должны быть условия, гарантирующие синхронное с накоплением осадков прогибание дна. Эти закономерности существовали всегда, в древних океанах они локализовались также по их периферии.

Итак, главный поставщик терригенных осадков в бассейны подводных конусов — это реки. Наиболее крупный расход осадков, 10^6 т/год: для Ганга и Брахмапутры — 1670, Хуанхэ — 1080, Амазонки — 900, Янцзы — 478; еще у девяти рек он превышает 100 [476]. И эти громадные объемы взвеси ежегодно поступают в пределы трех поясов лавинной седиментации.

Скважины глубоководного бурения в Мексиканском и Бенгальском заливах однозначно показывают, что в этих районах основная масса осадочных образований представлена турбидитами: терригенными разной зернистости, карбонатными и терригенно-карбонатными. Этот факт определенно означает только одно: в местах локализации этих толщ действовал и продолжает действовать суспензионно-потоковый тип седиментогенеза. Процесс этот апериодический, хотя образуемые им толщи турбидитов имеют отчетливо циклический характер [285]. Следовательно, здесь налицо не ураганные скорости накопления осадков, а исключительно высокие темпы приращения мощности геологического разреза в единицу геологического времени,


Река
Шельф
Шельф
Подводный каньон
Бровка шельфа
Глубоководный конус выноса

что, как легко понять, не одно и то же. Попробуем все же пояснить эту мысль, поскольку она представляется чрезвычайно важной.

Если в течение какого-то отрезка геологического времени, например 1 млн лет, накопление осадков идет непрерывно — без пауз и размывов — и если за это время образовалась толща мощностью 100 м, то мы вправе говорить о скорости осадконакопления; она в данном случае равняется 100 м/10^6 лет, или 0,01 см/год. Если же в течение этого времени седиментация шла в инъективном режиме [289], т. е. геологически мгновенно в зону аккумуляции доставлялся суспензионными потоками кластический материал, а в остальное время (до 95 %) происходило обычное морское осадконакопление с весьма низкими скоростями или седиментации вообще не было, то говорить о скорости осадконакопления в этом случае не приходится, ибо *скорость накопления осадков не будет иметь никакого отношения к механизму седиментационного процесса.* Можно лишь констатировать высокие темпы наращивания геологического разреза. Такой подход оправдан тогда, когда мы имеем дело прежде всего с турбидитами. Справедлив он, следовательно, и при анализе поясов лавинной седиментации, и в частности ПКВ.

Вывод этот имеет первостепенное значение, ибо от того, как будут интерпретироваться отложения суспензионно-потокового седиментогенеза, зависят и палеоседиментологические, и палеофациальные, и, что особенно важно, литогеодинамические реконструкции. Важен здесь тот факт, что один цикл турбидита формируется мгновенно не только в геологическом смысле, но и в биологическом. Поэтому в песчаной составляющей полного турбидитового цикла содержится только аллохтонная, принесенная из мелководья фауна. Об истинной же батиметрии отложений этих осадков можно судить по микрофауне, содержащейся в пелитовой части турбидита, образуемой из продуктов пелагической седиментации между двумя смежными суспензионными потоками. И. О. Мурдмаа справедливо заметил, что «эту важную особенность областей лавинной седиментации нередко упускают из виду при реконструкции глубин по фауне» [233, с. 77].

Пассивные окраины являются полной летописью геологической истории океанов: от их зарождения при расколе континента до стадии зрелого океана. Именно последней стадии соответствуют полноразвитые ПКВ на пассивных окраинах. Так, в пределах западного и восточного побережий Атлантики наиболее крупными являются конусы выноса Амазонки, Миссисипи, Святого Лаврентия, Гудзона, Оранжевой, Конго и Нигера. В Индийском океане расположен Бенгальский конус выноса.

Ранее полагали [195], что интенсивное погружение литосферы в районе ПКВ контролируется только высокими скоростями осадконакопления и не связано с ее термальной эволюцией. Однако впоследствии стало ясно, что именно благодаря интенсивному разогреву подкорового субстрата существенно меняются реологические характеристики литосферы [3], она становится более пластичной и потому прогибается под тяжестью накапливающихся осадков. ПКВ, таким образом, следует трактовать как сложную

Рис. 1.7. Основные черты строения и направления переноса осадков в подводном конусе выноса.
Стрелками показаны основные направления разноса терригенной кластики.

саморазвивающуюся систему, и потому поиск непременной первопричины этого развития — занятие преимущественно бесполезное. Куда важнее уяснить систему взаимосвязей тех характеристик, которые неизбежно влияют на процессы седиментогенеза и синхроничного ему прогибания земной коры.

Обобщенная седиментологическая модель ПКВ должна дать вразумительное объяснение двум необычным как с тектонических, так и с седиментологических позиций фактам.

1. Чем обусловлено накопление в пределах шельфовой зоны ПКВ на пассивных окраинах значительных по мощности осадочных толщ, в несколько раз превышающих мощности осадков в пределах среднего и нижнего фенов?

2. Какие седиментологические факторы предопределяют как бы обратную общепринятой литологическую зональность отложений в пределах седиментационной системы ПКВ?

Прежде чем мы попытаемся объяснить эти и некоторые другие явления, необходимо более обстоятельно остановиться на так называемых внешних факторах, действующих на седиментационную систему ПКВ, и попытаться понять механизм ответной реакции системы на их воздействие. Следует также описать специфику турбидитонакопления в разных частях ПКВ и связать эти процессы с факторами внешнего контроля. Наконец, надо увязать процессы осадконакопления в ПКВ с особенностями строения верхнего, среднего и нижнего фенов.

Основными факторами, влияющими на процессы осадконакопления в ПКВ, являются тектонические (они определяют структурный контроль) и климатические (в широком смысле), вызывающие колебания уровня моря и как следствие этого определяющие литолого-фациальный контроль. Так, глубинными разломами контролируется распределение осадков в миоценовой турбидитовой формации Марнозо (Италия), а также в позднеюрской формации Брэй, развитой в Северном море. С. Грэхем и С. Бэкман [443] полагают, что положения каньонов и основных распределительных каналов в ПКВ Ла-Холья (Калифорния, США) в плейстоцене контролировались существовавшей ранее топографией, которая и осуществляла структурный контроль. Однако распределение литологически различных типов турбидитов как в этих, так и во многих других ПКВ регулировалось, прежде всего, колебаниями уровня моря.

Следовательно, тектонический и климатический факторы тесно взаимосвязаны. Так, от интенсивности процессов на границах сталкивающихся плит зависит скорость роста горного сооружения (высота коллизионного шва), от расчлененности рельефа и климата — скорость денудации, а от морфологии прилегающего побережья — темп накопления денудированного материала в седиментационных ловушках на шельфе. По данным Д. Стоу, Д. Хоуэлла и С. Нильсона [508], наблюдается линейная положительная корреляция между скоростями денудации и аккумуляции кластического материала в зоне верхнего фена многих ПКВ. Эти же авторы подсчитали, что переотложение глубоководных терригенных осадков мутьевыми потоками происходит в ПКВ один раз в 500—10 000 лет, а карбонатных турбидитов — и того реже: один раз в 20 000—100 000 лет. Скорость же роста горных сооружений, главным образом вдоль конвергентных и трансформных окраин, сравнительно постоянна: от 0,1 до 7,5, хотя чаще колеблется в пределах от 0,3 до 1 см/год. Чтобы оценить чистый рост, надо, конечно, вычесть скорость денудации. Для Гималайских

гор она равняется 0,07 см/год [143, т. 2]. Однако такой интенсивный подъем происходит обычно в течение короткого отрезка времени (10^5—10^6 лет), в период очередного импульса коллизии. Краткие эпизоды интенсивности вертикальных движений, во время которых уровень океана резко снижается, сменяются более длительными периодами плавного понижения уровня. Но и на этом фоне отмечаются сравнительно краткие эпизоды быстрого подъема уровня моря (до 1,2 см/год), что характерно для небольших бассейнов на трансформных окраинах; в задуговых бассейнах и глубоководных желобах фиксируются скорости подъема морского уровня до 0,5 см/год. И все же, несмотря на столь казалось бы впечатляющие цифры, скорость горизонтальных движений плит на порядок выше: от 1 до 10 см/год.

Колебания уровня моря могут быть глобальными (эвстатическими) или региональными. Что касается связи колебаний уровня с эволюцией седиментационной системы ПКВ, то можно заметить, что максимум турбидитонакопления всегда совпадает с наиболее низким стоянием уровня. Однако и в интерпретации этого факта имеются свои тонкости. Так, при повышении уровня моря спад турбидитонакопления в большей мере наступает в тех районах, где амплитуда подъема уровня резко понижает существовавший ранее перепад рельефа прилегающей суши. Там же, где этот перепад снижается несущественно, спад интенсивности в накоплении турбидитов, если и имеет место, то на очень краткий отрезок времени, необходимый для синхронного продвижения в сторону суши вслед за наступающей береговой линией горловины питающего ПКВ основного каньона.

Все отмеченные факторы, конечно, неоднозначно влияют на развитие ПКВ на пассивных окраинах. Однако общность их строения свидетельствует о том, что в их пределах независимо от конкретного местного воздействия факторов внешнего контроля реализуется единый *механизм* седиментологической эволюции ПКВ. Таким механизмом являются мутьевые потоки разной эффективной плотности. Накопление терригенной взвеси речных выносов в седиментационных ловушках шельфа, наличие выводного каньона на континентальном склоне, по которому эта взвесь эпизодически транспортируется на более низкие гипсометрические отметки дна, ее разнос вдоль широкой площади в основании континентального склона по системе разводящих каналов, — эти характеристики седиментационной системы свойственны всем без исключения ПКВ. А различия в последовательности образования турбидитовых толщ определяются как разной интенсивностью питания этой системы осадочным материалом, так и местными структурно-тектоническими особенностями дна континентального склона.

В самом общем виде механизм седиментационной системы ПКВ прочитывается следующим образом. Пусть мы имеем типичный ПКВ на пассивной окраине со сложно расчлененным горным рельефом прилегающей суши. Тогда в точном соответствии с уже рассмотренными нами факторами внешнего контроля этой системы можно утверждать, что только резкое повышение (или снижение) уровня моря приведет к заметному уменьшению (увеличению) турбидитонакопления в пределах верхнего, среднего и нижнего фенов. ПКВ на пассивной окраине отделен от побережья широкой шельфовой зоной, и при повышении уровня горловина каньона, прорезающего шельф или начинающегося сразу за его бровкой, продвинется в сторону суши, что еще значительнее увеличивает дальность транспортировки взвешенной кластики мутьевыми потоками. Именно в таком виде рисуется общая схема заполнения ПКВ турбидитами разного состава.

Детальные седиментологические исследования Т. Мизутани [479] как натурные, так и лабораторные подтвердили тот факт, что большое влияние на характер турбидитонакопления в пределах ПКВ имеют детали морфоструктуры континентального склона и, в частности, градиент уклона дна. На примере ряда конкретных конусов выноса Т. Мизутани показал, что градиент уклона поверхности в пределах конуса можно выразить в виде функции расстояния от вершины конуса. Продольный профиль через ПКВ можно представить в виде линии, кривизна которой в ряде случаев нарастает по экспоненте от вершинной точки — места зарождения конуса выноса.

Однако самого факта действия мутьевых потоков еще недостаточно, чтобы в пределах ПКВ накапливались мощные толщи турбидитов. Если нет *условий* для их накопления, то мутьевые потоки, растекаясь по океаническому дну, формируют маломощные тела нефелоидов. Одним из таких условий в первую очередь является непрерывно углубляющаяся дренажная система многочисленных каналов и промоин, которая по мере перехода от верхнего фена к нижнему становится все более разветвленной. Совершенно очевидно, что эрозионный характер внутреннего строения ПКВ тесно связан с энергоемкостью плотностных потоков. И, скорее всего, при значительных уклонах дна, что характерно для континентального склона (средний фен), энергия таких потоков в направлении нижнего фена возрастает. Помимо этого, специалистам по турбидитам известны следующие эмпирически установленные закономерности.

1. Частота проявления плотностных потоков обратно пропорциональна их мощности.

2. Чем в более дистальные части ПКВ проникают отложения плотностных потоков, тем более энергоемки эти потоки.

Дж. П. Кеннетт [143, т. 2] указывает, что в каньоне Астория, против устья р. Колумбия, последние крупные мутьевые потоки наполнялись главным образом вулканокластическим материалом, выброшенным при катастрофическом извержении вулкана Маунт-Мазама около 6000 лет назад. О том, какой объем осадков выносят мутьевые потоки, говорит следующий факт. Слой турбидита мощностью всего 10 см, но зато покрывающий площадь 1000 км^2 (20×50 км), содержит 10^{11} м^3 вещества. Такой объем терригенной кластики выносится например р. Амазонкой за 100 лет. А ведь нередки пласты турбидитов мощностью в несколько метров.

Помимо отмеченных факторов интенсивность проявления плотностных потоков зависит также от частоты колебания уровня моря и направленного роста биопродуктивности прибрежных вод океана. Так, во время глубоководного бурения в пределах нижнего фена Миссисипского ПКВ (196-й рейс НИС «Гломар Челленджер») скв. 615 вскрыла массивные карбонатные отложения гравитационного генезиса (карбонатные турбидиты). Этот горизонт имеет мощность 29 м и по данным геофизики прослеживается на расстояние 270 км. Отложен он был в интервале между 85 и 127 тыс. лет назад. Карбонатные илы накапливаются на некоторых участках континентального склона Флориды с гигантской скоростью (0,6 см/год). Это и провоцирует сход мощных гравитационных потоков из неуплотненного карбонатного материала [436].

В других ситуациях, где за счет интенсивного выноса реками терригенной кластики создаются благоприятные условия ее накопления в седиментационных ловушках шельфа, столь же возможен сход подводных лавин, насыщенных терригенным материалом. Такая ситуация типична для Бен-

гальского, Амазонского и других ПКВ. Так, средний расход взвешенного материала, 10^3 м^3/с, в устьях рек: Брахмапутры — 19,8; Янцзы — 21,8; Амазонки — 181,1 [430]. Еще одной иллюстрацией отмеченных закономерностей может служить внутреннее строение ПКВ Уилмингтон на континентальной окраине Юго-Востока США. Расположен он между каньонами Гудзон и Хаттерас. Дистальные турбидиты здесь отмечены даже в пределах абиссальной равнины Хаттерас, вплоть до изобаты 5300 м [424]. Любопытно, что и здесь мера изрезанности континентального склона каналами и промоинами, на первый взгляд, обратно пропорциональна энергии плотностного потока, т. е. более дистальные части конуса оказываются более изрезанными каньонами, хотя энергия гравитационных потоков по мере удаления от источника, казалось бы, должна падать (рис. I.8).

Почему плотностные потоки оказывают именно такое воздействие на рельеф континентального склона и подножия в месте развития всех ПКВ, ответить однозначно трудно. Ясно одно, что в первую очередь это связано с особенностями гидродинамики самих потоков и с физикой процессов в контактовой зоне «поток—дно». В то же время эродирующая компонента энергии мутьевых потоков на разном расстоянии от источника проявляется разнонаправленно. Если в пределах верхнего и частично среднего фенов происходит преимущественное углубление головного каньона и разводящих каналов, то в нижнем фене преобладает латеральная миграция каналов, они разветвляются, становясь менее широкими и глубокими. Следовательно, вертикальная эрозия по мере нарастания энергоемкости потока сменяется латеральной. Этот факт также требует специального обоснования. Для литогеодинамических реконструкций он имеет, однако, решающее значение.

Для геологов, изучающих не сами ПКВ, а лишь разрезы турбидитов, которые ими трактуются как отложения палеоконусов выноса, важно знать прежде всего следующее: имеется ли генетическая связь между литофациями турбидитов и их отложением в разных морфоструктурных зонах ПКВ? Весь изложенный нами материал однозначно свидетельствует о том, что такая связь имеет место. Однако для литогеодинамических, и прежде всего палеофациальных, реконструкций желательно ее конкретизировать. Причем эта конкретизация должна носить, если можно так выразиться, обобщенный характер. Ясно, что каждый конкретный ПКВ имеет свою специфику в распределении литофаций. Но в то же время общность (на определенном уровне рассмотрения) их строения, единый механизм доставки терригенной кластики плотностными потоками и ее отложение в пределах верхнего, среднего и нижнего фенов, свидетельствуют о том, что должны быть и общие закономерности в распределении литофаций. Их выявление — один из важнейших аспектов обобщенной седиментологической модели ПКВ.

Мы уже отмечали, что в разных ПКВ характер разветвления подводных каналов неодинаков: они могут затухать даже в пределах среднего фена, могут иметь сложноветвистое строение, причем усложняющееся в дистальной части конуса, а могут напоминать подводную дельту реки. При этом песчаные или песчано-алевритовые языки осадков на выходе из каждого канала могут быть изолированы друг от друга, перекрывать один другой или просто сливаться, создавая впечатление единого песчаного плаща осадков. Если эту характеристику положить в основу обобщенной седиментологической модели ПКВ, то по распределению литофаций отчетливо различаются три ее варианта (рис. I.9).

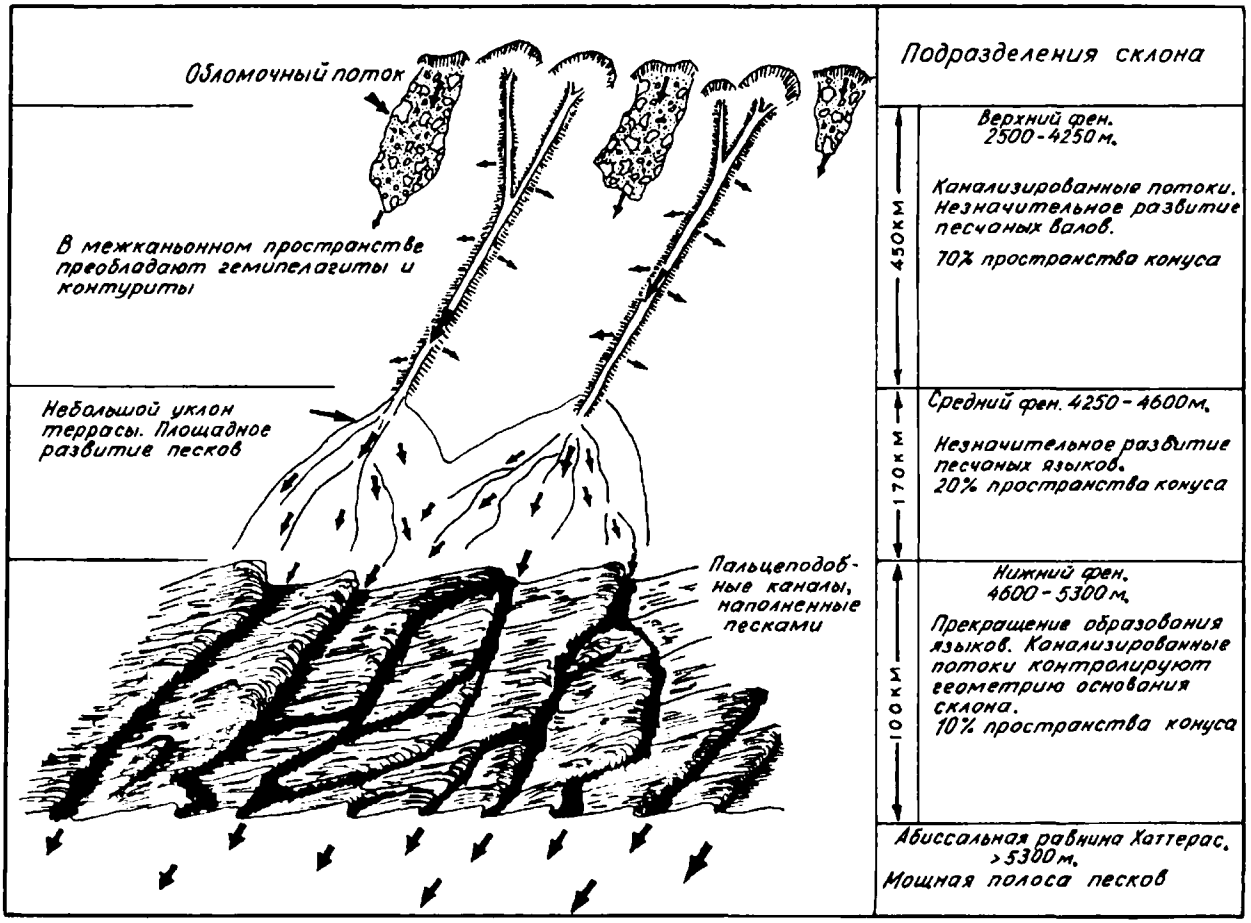


Рис. I.8. Концептуальная модель, иллюстрирующая седиментологический контроль на разных гипсометрических уровнях ПКВ Уилмингтон [424].

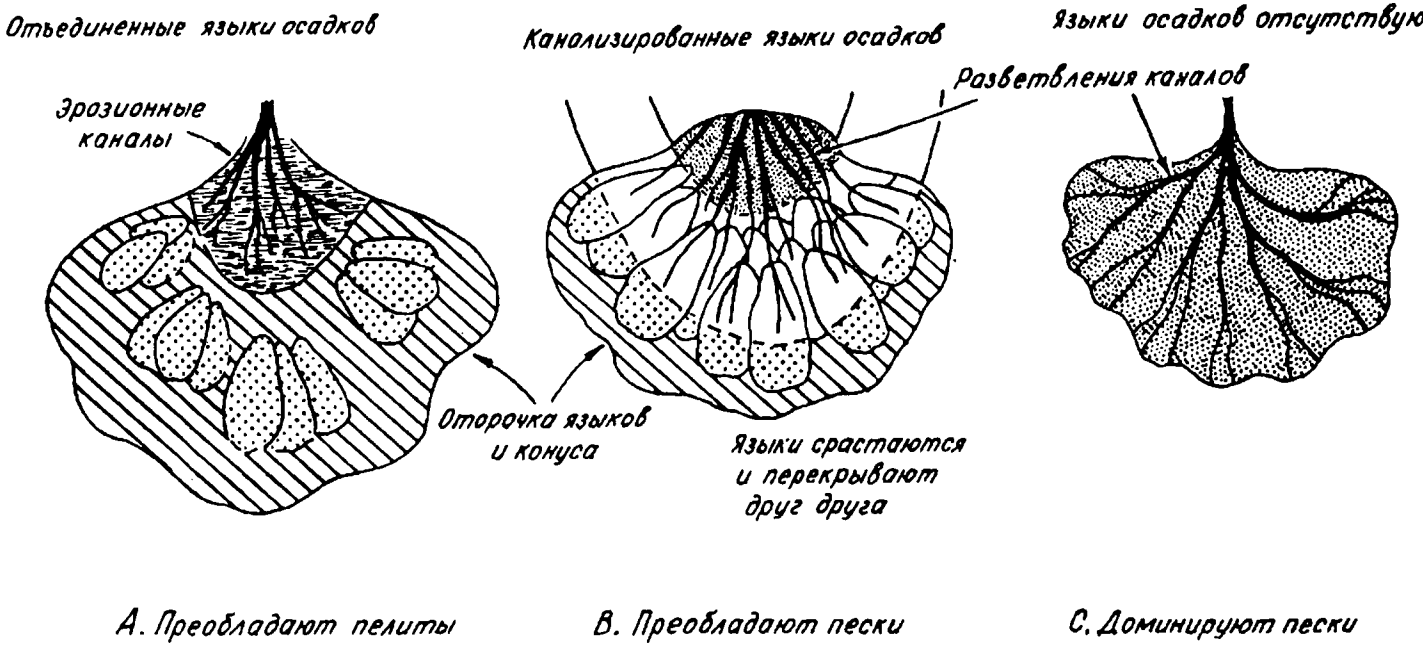


Рис. I.9. Морфология трех типов ПКВ.

A — по модели Е. Мутти и Ф. Рикки-Люччи [481]; *B* — по модели Р. Уолкер [525]; *C* — по модели Т. Нильсена [484].

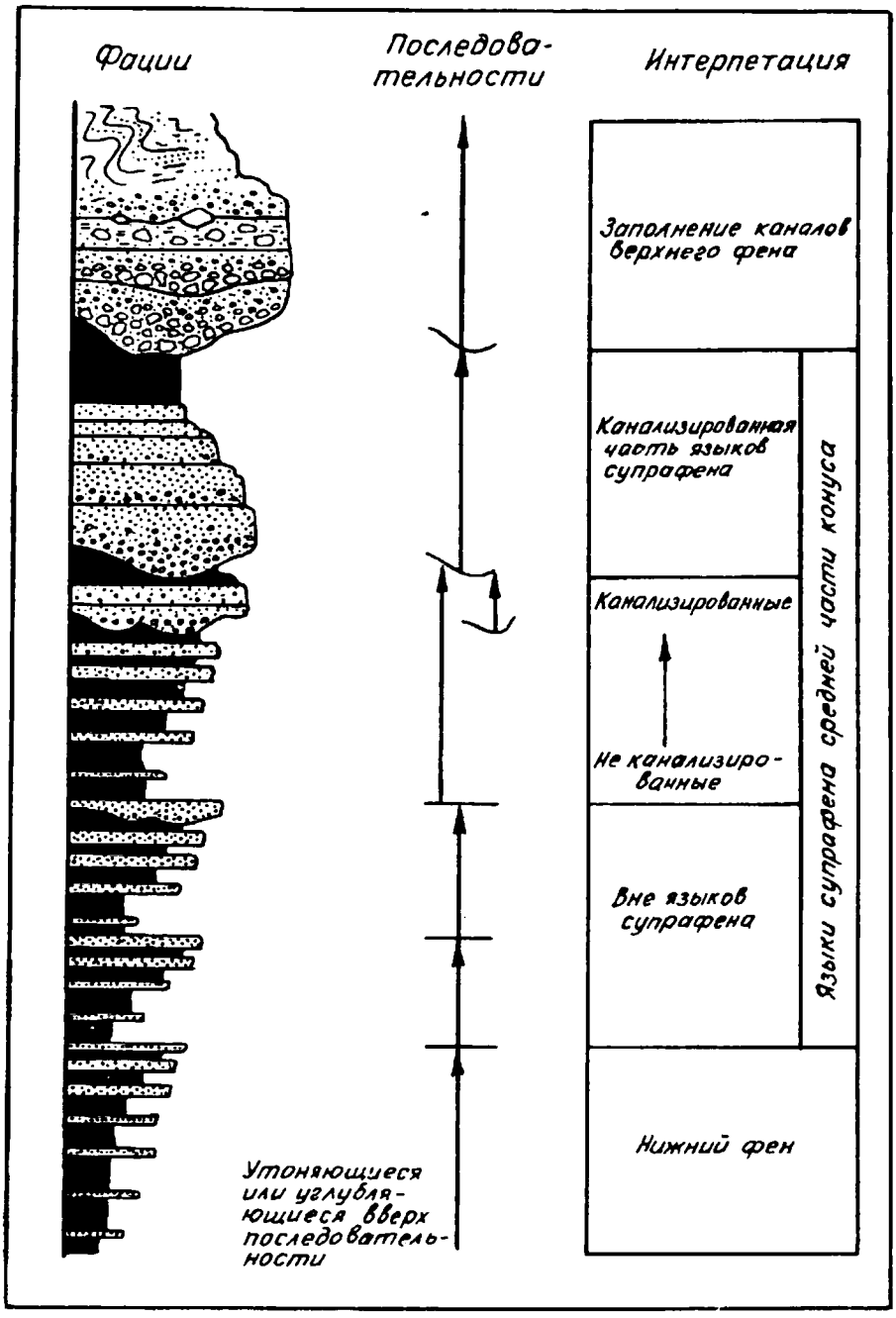


Рис. 1.10. Последовательности накапливающихся отложений в разных частях ПКВ [524].

Одна из первых — и очень удачных — попыток построения подобной модели принадлежит Р. Уолкеру [524]. Он в своей схеме связал литофации, строение каналов разных частей ПКВ и обстановки осадконакопления

(рис. I.10). Согласно его схеме, хотя турбидиты и доминируют в составе отложений ПКВ, их литофациальные разновидности распределены в пределах конуса в полном соответствии с господствовавшей в 60-х годах гидродинамической моделью плотностных потоков, согласно которой живая сила потока убывает по мере удаления от источника, а значит, уменьшается и зернистость образуемых тел турбидитов. Так, согласно модели Р. Уолкера, в пределах верхнего фена должны фиксироваться конгломераты, среднего фена — галечные и массивные песчаники, и наконец, нижнего фена — тонкослоистые песчано-глинистые турбидиты. Последующее изучение ПКВ исследователями разных стран показало, что применительно к ним данный вариант классической схемы осадочной рассортировки не приложим.

Вероятно, чтобы разработать удовлетворительную седиментологическую модель конусов выноса, мало учитывать только их структурные особенности и действующие в разных частях конуса осадкообразующие процессы. Важно еще знать распределение мощностей отложений, частоту проявления плотностных потоков разной энергоемкости и, наконец, характер тектонических процессов, прямо влияющих и на строение ПКВ, и на интенсивность его осадочного выполнения.

Предлагаемая нами обобщенная седиментологическая модель ПКВ опирается на весь изложенный выше фактический материал и состоит в следующем.

1. В пределах всех без исключения ПКВ с достаточной долей условности выделяются три гипсометрических уровня (верхний, средний и нижний фены), характеризующиеся специфическим строением подводных каналов, а также все большим их разветвлением по мере приближения к дистальным границам конуса.

2. Преобладающим в пределах ПКВ является суспензионно-потоковый тип седиментогенеза, а образуемые им толщи турбидитов разного литологического состава имеют отчетливо циклическое строение. Причем режим образования циклов преимущественно инъективный, если мы имеем дело с чистыми турбидитами, либо инъективно-хроногенный, если на суспензионно-потоковый накладываются процессы пелагического седиментогенеза [289]. Тогда в разрезе турбидиты расслаиваются пластами пелагической глины.

3. В разных частях ПКВ суспензионно-потоковый седиментогенез реализуется в виде либо грязекаменных и зерновых потоков (головная часть основного каньона в пределах верхнего фена), либо мутьевых, отложения которых, именуемые классическими турбидитами, фиксируются в пределах всех структурно-фациальных подразделений конуса. Однако специфика суспензионно-потокового седиментогенеза именно в ПКВ состоит в том, что энергоемкость мутьевых потоков, достигающих нижнего фена, столь значительна, что они зону среднего фена проходят транзитом, откладывая в его пределах лишь незначительную долю песчаного материала, а основную массу песчаной взвеси сгружают в языках нижнего фена, а нередко и на абиссальной равнине за пределами конуса. Поэтому, хотя в зоне верхнего и частично среднего фенов турбидиты в основном более грубозернистые, чем в нижнем фене, доля песчаных осадков в сравнении с глинистыми (так называемое песчано-глинистое отношение) возрастает именно в нижнем фене.

Вот почему к ПКВ приложимо следующее правило осадочной рассортировки: *доля песчаных осадков в общей массе турбидитовых накоплений конуса выноса растет при переходе от верхнего фена к нижнему,*

тогда как мощность разреза в том же направлении падает. Это правило, если им умело пользоваться при литогеодинамических реконструкциях, должно играть ключевую роль, поскольку от литофациальной интерпретации разрезов в данном случае будут зависеть и структурные и геодинамические построения.

4. Распределение мощностей осадков в пределах ПКВ имеет один отчетливый максимум, приходящийся на бровку шельфа. Здесь мощности осадочных толщ в три-четыре раза превышают те, что отмечаются в пределах среднего и нижнего фенов. Этот факт доказан применительно к Бенгальскому и Амазонскому ПКВ и нет оснований полагать, что в других конусах распределение мощностей осадочных комплексов носит иной характер. По нашему мнению, это явление, по крайней мере применительно к конусам на пассивных окраинах, можно объяснить так. В процессе коллизии континентальных масс в месте активного контакта плит возникает интенсивно растущая горно-складчатая система, скорость воздымания которой существенно превосходит темпы денудации. При этом меняются реологические свойства подкорового субстрата: существенно увеличивается тепловой поток и астеносфера становится более пластичной. Это, с одной стороны, обеспечивает активизацию процесса поддвига плиты и рост напряжений сжатия в зоне контакта плит, а с другой — изостатическую компенсацию этого процесса за счет интенсивного прогибания литосферы под тяжестью накапливающихся осадков, сносимых реками с воздымающегося орогена. При этом 92 % терригенной взвеси оседает в шельфовой зоне, достигая максимума у бровки шельфа. И лишь при переполнении седиментационных ловушек на шельфе терригенная взвесь в виде плотностного потока сбрасывается по каньону на более низкие гипсометрические уровни, в зону среднего и нижнего фенов. О частоте подобных инъекций мы уже писали. Лишь наиболее мощные из них достигают нижнего фена. Но поскольку в интервалы между ними на континентальном склоне и у его подножия идет накопление пелагических илов, то песчаные турбидиты нижнего фена практически всегда расслаиваются тонкими глинистыми прослоями, а доля песчаных турбидитов возрастает именно в направлении дистальных частей ПКВ.

Ясно, конечно, что изучение современных ПКВ имеет смысл как база для обоснованных палеофациальных и литогеодинамических реконструкций при исследовании турбидитсодержащих разрезов геологического прошлого. Поэтому из всего спектра характеристик, наблюдаемых в современных ПКВ, в первую очередь интересны те, которые сохраняются в ископаемом состоянии и имеют по возможности однозначную морфологическую и батиметрическую привязку. Пока, по признанию известных специалистов по ПКВ А. Боумы, У. Нормарка, С. Нельсона, Г. Шанмугамы и других, успехи в палеореконструкциях очень скромны. Однако чрезвычайно широкое развитие ПКВ в современном океане дает основание надеяться, что при дальнейшем совершенствовании морских геофизических и буровых работ появится наконец возможность перекинуть более надежный мостик к турбидитоносным системам геологического прошлого.

По всей вероятности, сравнительный анализ необходимо вести на уровне обобщенных структурно-седиментологических моделей конусов. Таких моделей в настоящее время разработано несколько. Но наибольшей известностью пользуется модель современного ПКВ У. Нормарка [485] и древнего — итальянских геологов Е. Мутти и Ф. Риччи-Люччи [481, 482]. Из сопоставления моделей становится ясно, что основной фацией,

дающей возможность соотносить ископаемые турбидиты с бассейнами ПКВ, является фация так называемых канализированных турбидитов. Модели современных и ископаемых ПКВ опираются на единую структурно-морфологическую трактовку конуса, а различие состоит только в седиментологической интерпретации фациальных особенностей отложений [197].

Если суммировать все изложенное, то основные диагностические критерии ископаемых ПКВ можно представить в виде сравнительной таблицы, данные которой обобщают исследования многих специалистов и на сегодняшний день вполне пригодны для фациального анализа турбидитовых систем геологического прошлого (табл. I.3).

Одной из примечательных особенностей современных ПКВ в сравнении с их древними гомологами является то, что, несмотря на общие черты их строения и единый механизм суспензионно-потокового и пелагического седиментогенеза, литологический состав и мощности образуемых в современных конусах выноса осадочных толщ значительно разнообразнее. Это видно из приведенного нами фактического материала и суммировано в табл. I.3. Объясняется этот факт весьма просто: в современных ПКВ мы имеем дело с осадками, не претерпевшими сколько-нибудь заметных постседиментационных преобразований, а в ископаемых — с осадочными породами, прошедшими через стадии диагенеза и эпигенеза. Так, осадки современных ПКВ неуплотнены, а так как они в значительной своей части представлены илами, то истинные соотношения пород в разрезе маскируются высокими мощностями илистых пород. Известно, что после уплотнения и литификации мощности водонасыщенных илов сокращаются в 5—10 раз. Помимо этого, в процессе геологической истории любого конуса неизбежна проградационная миграция верхнего фена. Поэтому вертикальный ряд формаций — особенно характерный именно для первого пояса лавинной седиментации — должен учитывать не только историю прогибания шельфовой зоны верхнего фена, но и проградацию осадочной призмы. А латеральный индикационный ряд формаций, выводимый из особенностей суспензионно-потокового седиментогенеза в условиях ПКВ, должен фиксировать не столько погрубение зернистости турбидитов в сторону нижнего фена, сколько рост в этом направлении песчано-глинистого отношения.

Еще одно предварительное замечание, которое необходимо сделать, состоит в следующем. Коль скоро мы анализируем литогеодинамические индикаторы осадочных бассейнов, существующих в неизменной геодинамической обстановке, то индикационные ряды осадочных формаций, типологические для конкретного типа бассейна, должны *выводиться* из обобщенных тектоно-седиментологических моделей данного типа бассейна, а не устанавливаться эмпирически. Только в этом случае удается достичь той степени общности, которая позволит экстраполировать выведенные таким образом индикационные ряды на конкретные типы бассейна. Специфика их геологического развития, разумеется, внесет в эти ряды свои коррективы, но не изменит их принципиально. Это касается и конкретного вещественного выражения осадочных формаций, и редуцированности общего ряда. Однако литогеодинамическая направленность в смене формаций должна сохраняться.

Итак, латеральный индикационный ряд осадочных формаций ПКВ, который вытекает из приведенной нами обобщенной седиментологической модели развития конусов выноса на пассивных окраинах континентов, выглядит так. Грубозернистые песчаные турбидиты с присутствием ополз-

ТАБЛИЦА 1.3

КРИТЕРИИ РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ СОВРЕМЕННЫМИ И ДРЕВНИМИ ПКВ (ПО МАТЕРИАЛАМ С. НЕЛЬСОНА, Т. НИЛЬСЕНА, Г. ШАНМУГАМЫ, ДЖ. ДЕМУТА, Р. МОЙОЛЫ И ДРУГИХ УЧЕНЫХ, С ДОБАВЛЕНИЯМИ АВТОРА)

Признаки различия	ПКВ	
	современные	ископаемые
Основной источник информации	Данные геофизики с ограниченным поверхностным опробованием и единичными глубоководными скважинами	Описание обнажений и скважин с ограниченными данными геофизики
Размеры, км	Обычные размеры от 150×300 до 1000×2500 в открытых океанических бассейнах и менее чем 100×100 в закрытых	От небольших до средних (5—300 км длиной), ширина более проблематична
Мощности осадочного тела, км	От 0,3 до 16	Обычно 1—5 и менее
Общий опробуемый интервал, м	От 5—10 (по данным глубоководных скважин) до 500 (рейс № 96)	10—3000 или более (по данным обнажений и буровых скважин)
Данные по: морфологии поверхности	Очень хорошие и надежные	Отсутствуют или крайне ненадежные
морфологии подводных каналов	Хорошие	Скудные, проблематичные
фациям турбидитов	Очень скудные	Превосходные
осадочным циклам	То же	То же
Влияние диагенетических и тектонических процессов	Отсутствует или крайне незначительное	Крайне сильное
Региональная корреляция морфофациальных характеристик (например, каналов, песчаных валов и перемычек) за пределами конуса	Возможна и вполне надежна	Часто невозможна и ненадежна

зневых и обвальных накоплений верхнего фена, расслоенные пелагическими глинами, должны сменяться проксимальными алевроглинистыми и (или) алевропесчаными турбидитами (канализированные фации среднего фена), а те — алевропесчаными и (или) песчано-алевритовыми, и (или) существенно песчаными дистальными турбидитами или контуритами нижнего фена. В отложениях верхнего фена могут присутствовать пачки мелководных карбонатных осадков или обломочных известняков (карбонатных турбидитов). При этом литологический состав отложений может существенно варьировать. Но главное, что определяет специфику осадочного выполнения ПКВ, остается неизменным. Это — существенно турбидитовый ряд отложений, для которого характерна конкретная направленность в латеральном ряду фациальных разновидностей турбидитов.

ТАБЛИЦА 1.4

ТОНКОРИТМИЧНЫЕ ТОЛЩИ В ТЕРМИНАХ ФЛИШЕВОЙ И ТУРБИДИТОВОЙ КОНЦЕПЦИЙ [294]

Литофациальные разновидности флишевых толщ	Литогенетические модификации турбидитов	Региональные примеры
Аспидные отложения	Дистальные турбидиты (без песчаника в основании цикла)	Таврическая серия Крыма и др.
Нормальный флиш (терригенный и карбонатный)	Дистальные турбидиты (с песчаником в основании цикла)	Зона верхнемелового флиша Северо-Западного и Центрального Кавказа и др.
Флишоиды	Проксимальные турбидиты	Зилаирская серия Урала
Дикий флиш (вильдфлиш)	Флуксотурбидиты	Эоценовые серии Альп, мезозойско-кайнозойские свиты Северных Апеннин и др.
Морская (нижняя) моласса («поздний флиш»)	Проксимальные турбидиты	Сагызганская свита рифея Таласского хребта и др.

И последнее. Многокилометровые тонкоритмичные терригенные или терригенно-карбонатные толщи геологи изучают давно. Они их называли флишевыми, флишоидными, аспидными в зависимости от зернистости слагающих их пород. Однако после того как было доказано, что главным осадкообразующим фактором, регулирующим их накопление, являются плотностные потоки разной эффективной плотности, эти же виды отложений стали называть турбидитами. Чтобы не было путаницы в этом вопросе, необходимо найти соответствие между этими категориями понятий.

Если турбидит — термин чисто генетический, то флиш — это пока термин описательный, литофациальный. И правильнее всего к флишевым относить лишь те осадочные толщи, в которых доказано чередование турбидитов и продуктов нормальной пелагической седиментации. Такого рода доказательства обычно получают лишь с помощью методов микропалеонтологии и микротекстурного анализа. Поэтому в практической работе не будет ошибкой, если флишевые и турбидитовые толщи будут просто отождествляться. Это же относится и к отложениям нижней молассы.

Сопоставление понятий, фиксирующих многообразие флишевых толщ с представлениями турбидитовой концепции, приведено в табл. 1.4.

1.3.2.2б. Бассейны шельфа, континентального склона и континентального подножия

К полноразвитым пассивным окраинам принято относить те, в пределах которых выделяются широкая (десятки километров) шельфовая зона с мощным (до 10—15 км) разрезом осадочных толщ, сравнительно пологий континентальный склон с развитой в его пределах крупной клиноформной призмой осадков проградационного типа и, наконец, выполаживающееся в направлении абиссальной равнины океана континентальное подножие, у края которого наблюдаются широкие валообразные тела контуритов, прослеживаемые параллельно внутриокеаническому обрамлению конти-

нентов на тысячи километров. Эти особенности строения осадочных тел разных структурно-гипсометрических уровней пассивной окраины дают возможность выделить в ее пределах как самостоятельные бассейны шельфа, континентального склона и континентального подножия. Хотя, чтобы понять механизм их заполнения осадками, нам придется все же рассматривать пассивные окраины в качестве единой осадочной системы, поскольку, как мы показали в гл. I.2, факторы, предопределяющие седиментогенез на шельфе, континентальном склоне и подножии, тесно взаимосвязаны.

Специалистам по геологии океанов хорошо известен тот факт, что более 60 % всей массы осадков на Земле накопилось на континентальных окраинах, и прежде всего на пассивных [143, т. 1]. Причем бóльшая их часть сосредоточена у основания континентального склона, т. е. на втором глобальном уровне лавинной седиментации. И хотя эта зона занимает всего 25 млн км^2, т. е. 4,9 % поверхности Земли, у основания континентального склона аккумулируется более 50 % всей массы осадков [197]. Такое перераспределение осадочного потока в пределах пассивной окраины из зоны шельфа (первый уровень лавинной седиментации) к основанию континентального склона происходит в течение длительного геологического времени под воздействием главным образом эвстатических колебаний уровня океана. При резком спаде уровня бóльшая часть отложенных в пределах шельфового мелководья осадков сбрасывается на более низкий гипсометрический уровень, где и окончательно захоранивается. Поэтому осадки шельфового пояса пассивных окраин динамически не устойчивы и, особенно в тех районах, где широко развита разветвленная дренажная система ПКВ, геологически эфемерны.

Из этого вытекает еще одна седиментологическая особенность пассивных окраин: на различных структурно-гипсометрических уровнях распределение осадков по площади и по мощности не совпадает. Так, наибольшие мощности осадочных тел фиксируются в пределах внешнего шельфа, достигая 5—12 км [42]. А в северо-западной части Мексиканского залива только третичные существенно песчаные отложения имеют мощность 15 км [122]. В то же время у континентального подножия мощность осадочной призмы, как правило, значительно меньше — до 4 км. Такое соотношение характерно именно для полноразвитых пассивных окраин типа Атлантического побережья Северной Америки. В подразделе I.3.2.2а мы уже обращали внимание на возможные причины накопления у внешней бровки шельфа, несмотря на геологическую эфемерность [197] этого глобального уровня лавинной седиментации, аномально высоких мощностей осадочных толщ. Вероятнее всего, это объясняется следующим: стык шельфа и континентального склона маркирует сочленение континентальной коры и коры переходного типа с существенно иными реологическими свойствами. Однако одного этого факта для объяснения отмеченного феномена недостаточно. Необходим еще интенсивный снос терригенной кластики с побережья, а это возможно только в устьях крупнейших рек мира. Поэтому накопление у бровки шельфа в таких районах значительных по мощности осадочных тел может иметь место вследствие своеобразного «временнóго запаздывания» эвстатического регулятора сброса осадков на более низкие гипсометрические уровни. В промежутках между резкими спадами уровня океана осадки успевают не только заполнить бассейны шельфового пояса, но и закрепиться в них вследствие изостатической компенсации осадочной массой прогибания интенсивно разогретой коры.

Отметим то общее, что объединяет все типы пассивных окраин. Во-первых, пояса развития наиболее древних осадочных комплексов маркируют не только время раскола континентов, но и былые границы литосферных плит. Во-вторых, процессы раздвига плит (спрединг) сопровождаются опусканием океанической коры по мере удаления от срединно-океанического хребта не под действием тектонических процессов, а вследствие ее утяжеления по мере постепенного остывания. Причем скорость опускания океанической коры изменяется по экспоненциальному закону: от 0,02 см/год в начальные этапы спрединга до 0,002—0,004 по прошествии 20—30 млн лет [475]. В-третьих, для бассейнов полноразвитых пассивных окраин наиболее характерны такие тектонические процессы, как проседание отдельных блоков коры по глубинным разломам, инициированное процессами раздвига и термальной контракции; соляная тектоника, включающая интенсивный рост крупных соляных диапиров, что ярко проявлено в Мексиканском заливе; оползневые тектонические процессы, активизирующиеся в периоды эвстатического понижения уровня океана. Гигантские оползни, достигающие мощности 250 м при длине более 700 км, описаны на континентальном склоне Юго-Западной и Южной Африки. Они имеют меловой возраст, что позволяет связать их возникновение не только с эвстатикой, но и с интенсивными вертикальными подвижками по разломам в начальную, наиболее активную, фазу спрединга [242, т. 2].

Остановимся вкратце и на факторах, предопределяющих различные варианты строения пассивных окраин. Основными здесь являются два: а) время существования окраины и б) структура и возраст континентальной коры в сочетании с особенностями сочленения погружающегося края континента с прилегающими структурами древних и молодых платформ.

По возрасту пассивные окраины мы предлагаем подразделить на юные (до 20 млн лет), молодые (20—80 млн лет), зрелые (80—150 млн лет) и древние (150—200 млн лет). Такое деление отнюдь не надуманно, оно связано с четырьмя сдвинутыми по времени начальными фазами их формирования: триас—ранняя юра, поздняя юра—ранний мел, поздний мел—палеоген и, наконец, поздний олигоцен—ранний миоцен [400]. Нас в этой систематике будут в первую очередь интересовать бассейны зрелых и древних пассивных окраин, так как именно они чаще всего сохраняются в геологической летописи.

Что касается сочленения пассивной окраины со структурами платформ, то, поскольку рифтогенный процесс генерируется в термически ослабленных зонах древних платформ, сам факт тектонического контакта гетерогенных блоков фундамента пассивной окраины, являющейся (с этих позиций) погруженной частью одного из плечей палеорифта, представляется вполне естественным. Так, Северо-Европейская эпипалеозойская платформа переходит в континентальную окраину Норвежского моря, Аквитанская плита — в пассивную окраину Бискайского залива, эпигерцинская платформа юга Североамериканского континента прослеживается в направлении океана в виде пассивной окраины Мексиканского залива, Западно-Сибирская плита переходит в Южно-Карскую окраину Северного Ледовитого океана [400]. Пенепленизированные участки древних платформ на Американском и Африканском континентах под водами Атлантического и Индийского океанов прослеживаются в виде древних полноразвитых пассивных атлантических окраин Востока США, Канады, Аргентины, а в Индийском океане — Сенегала. В такого рода пассивных окраинах процесс миграции зон интенсивного осадконакопления от краевых частей континента в на-

правлении океана можно считать установившимся. Поэтому именно для зрелых и древних пассивных окраин характерны крупные осадочные бассейны, располагающиеся у континентального подножия. Ими, в частности, являются уже описанные нами бассейны ПКВ.

Шельфово-склоновые бассейны — это, по существу, единая осадочная система пассивной окраины, которая в зависимости от эвстатических колебаний уровня океана меняет функциональное назначение зон шельфа и континентального склона. При подъеме уровня расширяется акватория активного осадконакопления на мелководье и значительная доля сносимых с побережья осадков успевает закрепиться у бровки шельфа, где интенсивное прогибание коры изостатически компенсируется тяжестью накапливающейся массы осадков; в это же время у континентального подножия осадки практически не откладываются (время неотложения осадков, по А. П. Лисицыну). При быстром эвстатическом спаде уровня океана осадки шельфового мелководья размываются и активизирующимися плотностными потоками (пастообразными, зерновыми и суспензионными) по каньонам шельфа и континентального склона эпизодически сбрасываются к континентальному подножию, где они окончательно и захораниваются в виде стратифицированных последовательностей турбидитов разной мощности и разного фракционного состава. В паузы между плотностными потоками здесь идет нормальное пелагическое осадконакопление, поэтому турбидиты часто расслаиваются тонкими пластами алевритовых и глинистых осадков. В поперечном сечении шельфово-склоновые бассейны пассивных окраин представляют собой крупные линзы осадков, имеющие в зоне наибольшего прогибания (у бровки шельфа) мощность до 18 км. Вдоль Атлантического побережья США к подобным бассейнам можно отнести банку Джорджес, каньон Балтимор и др. А из бассейнов западного побережья Африки как шельфово-склоновый трактуется дельтовый комплекс р. Нигер, являющийся океаническим продолжением континентального авлакогена Бенуэ с параллическим осадконакоплением.

Бассейны краевых плато, такие как Вёринг, Роколл, Эксмут и т. п., образуются в тех местах континентального склона, где имеются морфологически выраженные выступы фундамента, играющие роль своеобразной плотины, которая подпруживает поступающую с континента массу осадков. Осадочные тела таких бассейнов имеют форму как бы усеченной с одного конца линзы, мощность которой достигает 3—4 км и более.

Наконец, бассейны, заложенные на интенсивно деструктированной континентальной коре, наиболее характерны для атлантической окраины Западной Европы (Северное море), Западной Африки (вдоль побережья Анголы, Заира и Конго). Деструкция фундамента, особенно проявленная в зоне сочленения континентальной и океанической коры, приводит к накоплению в таких бассейнах осадков значительной мощности (до 10 км и более). Они, как правило, имеют форму линейно вытянутых параллельно краю континента грабенообразных прогибов [242, т. 2].

Своеобразным полигоном, на котором оценивалось влияние внешних факторов на осадочную систему пассивных окраин, стали бассейны атлантической окраины США, в районе штата Нью-Джерси. Здесь были пробурены скважины в 93-м и 95-м рейсах «Гломара Челленджера», выполнен широкий комплекс сейсмических работ, и на этом материале П. Вейл [520] уточнил свою известную кривую глобальных эвстатических колебаний уровня океана, запечатленных в чередовании фациально разнотипных литологических последовательностей. Помимо этого, было

установлено, что мощность осадочной толщи на внешней части шельфа у штата Нью-Джерси достигает 15—20, а на континентальном склоне 10 –15 км. Такие значительные объемы осадочных пород свидетельствуют об интенсивном погружении пассивной окраины начиная с раннего эоцена, что сопровождалось увеличением сноса терригенного материала и сокращением доли карбонатных осадков (скв. 612, рейс 95-й). Еще одна важная деталь, выявленная в результате проведенных исследований, — установление многочисленных перерывов в седиментации на пассивной окраине в районе Нью-Джерси, особенно частых в неогене, между 25 и 37 млн лет назад. Хроногенный пелагический седиментогенез во время резких спадов уровня сопровождался активизацией эрозионных процессов на мелководье, что приводило к частым инъекциям турбидитов в более глубоководные зоны. В разрезах скв. 612 и 613 на этот временной интервал приходятся оползневые тела.

Основной отличительной особенностью шельфово-склоновых бассейнов пассивной окраины Американского континента является чрезвычайно большая мощность выполняющих их осадочных комплексов. Поэтому, несмотря на то что эти бассейны в сравнении с остальными довольно хорошо изучены, проследить все этапы их литогеодинамической эволюции с той же детальностью, как это сделано для аналогичных бассейнов Европейского континента, пока невозможно. И хотя здесь также выделена основная геодинамическая последовательность становления бассейнов (пред-, син- и пострифтовая стадии), до 80 % мощности осадочных толщ приходится на пострифтовый этап. Дж. П. Кеннетт [143, т. 1] замечает, что образцы самых древних пород (триасовых и юрских) до сих пор получить не удалось. Поэтому о двух первых этапах развития этих бассейнов пока судят по косвенным данным, т. е. либо по материалам детальной сейсмики, либо посредством экстраполяции данных глубоководного бурения.

Между тем полоса развития шельфово-склоновых бассейнов только в пределах Североамериканского континента, от Атлантического побережья Канады до Мексики, достигает 10 000 км, а ее площадь соответственно $1{,}07 \cdot 10^6$ км^2. В пределах этой полосы американские геологи выделяют четыре наиболее крупных бассейна: банки Джорджес, трогов Каролинского и Балтимор, а также плато Блейк (рис. I.11). Мощность мезозойско-кайнозойских осадков в них достигает 15 км и более. Друг от друга эти бассейны отделены зонами разломов, поперечными к простиранию континентальной окраины и прослеживаемыми даже на океанической коре. Строение, стратиграфия и литологический состав осадков пяти наиболее типичных шельфово-склоновых бассейнов пассивной окраины Американского континента показаны на рис. I.12 (см. вкладку в конце книги).

Рассмотрим более подробно тектоно-седиментологическую модель развития бассейнов полноразвитой пассивной окраины. Начнем с того, что пассивная окраина эволюционирует в результате продолжающегося спрединга океанического дна. И если ведущим механизмом спрединга является мантийная конвекция, то для объяснения процессов, происходящих на последовательно раздвигающихся плечах палеорифтогенной системы, мантийной конвекции недостаточно. Растягивающие напряжения, сопровождающие процессы раздвига океанической коры, приводят естественно к утонению коры континентального типа, которая к тому же разбита многочисленной сетью наклоненных в направлении от рифта разломов, переходящих с глубиной в систему листрических сбросов. Кроме того, как мы уже отмечали, по мере удаления от оси Срединно-океанического

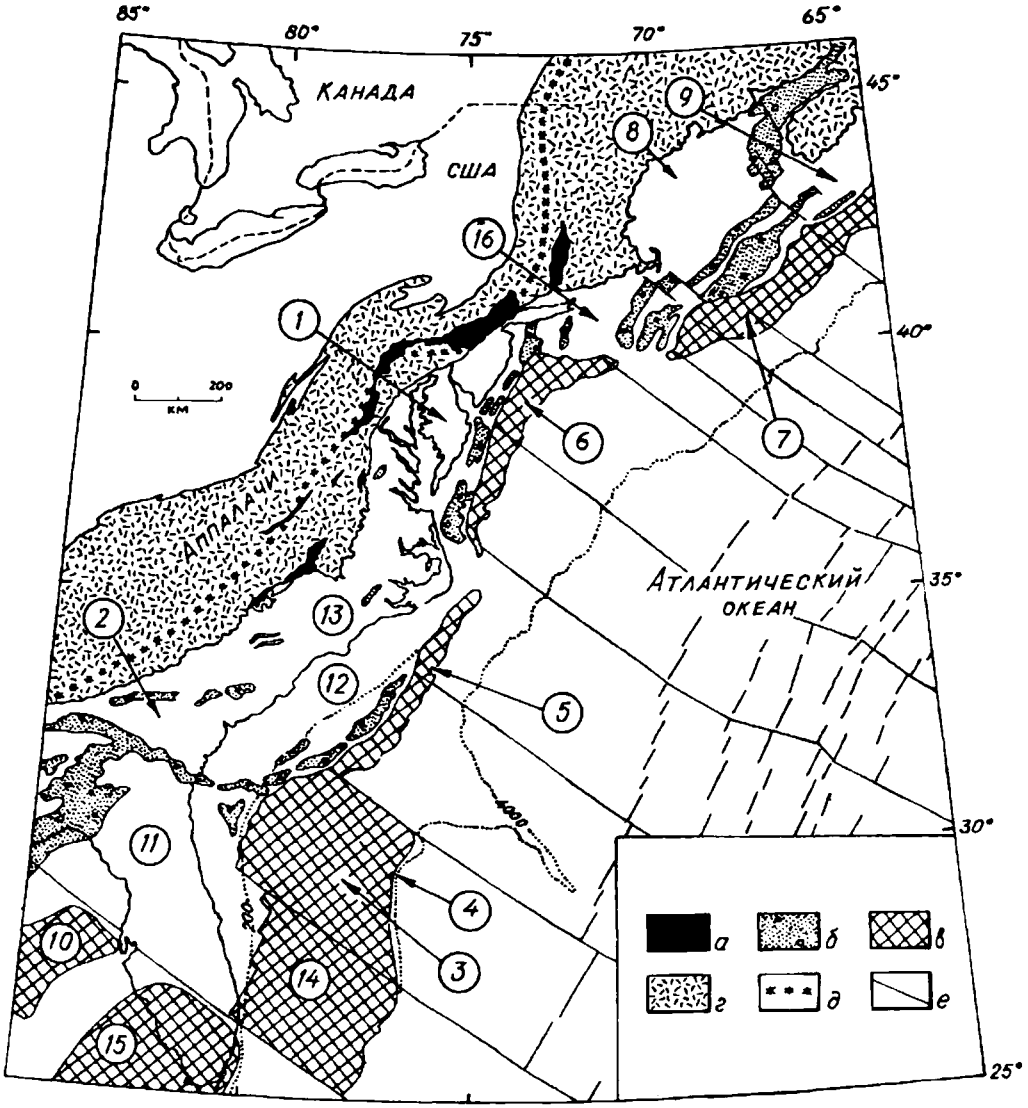


Рис. I.11. Основные осадочные бассейны пассивной окраины Атлантического побережья Североамериканского континента [507].

а — выходящие на поверхность фрагменты рифтогенных палеобассейнов; *б* — предполагаемые рифтовые бассейны, устанавливаемые по сейсмическим или магнитным данным; *в* — мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны; *г* — выходы на поверхность палеозойского орогенического пояса; *д* — тренд аппалачского гравитационного градиента; *е* — палеомагнитные аномалии спрединга океанического дна. *Цифры в кружках: 1* — прогиб Салисбери; *2* — юго-восточный прогиб Джорджес; *3* — бассейн плато Блейк; *4* — крутой уступ плато Блейк; *5* — Каролинский трог; *6* — трог каньона Балтимор; *7* — бассейн банки Джорджес; *8* — залив Главного прогиба; *9* — платформа Лахови; *10* — бассейн Тампа; *11* — Флоридская платформа; *12* — Каролинская платформа; *13* — Атлантическая прибрежная равнина; *14* — Багамский бассейн; *15* — бассейн Южной Флориды; *16* — платформа Лонг-Айленд.

хребта, новообразованная океаническая кора остывает, становится более тяжелой и погружается на глубину, равную корню квадратному из расстояния до оси спрединга. Однако для понимания механизма прогибания континентальной окраины, приводящего к накоплению многокилометровых толщ осадков, а возможно являющегося следствием этого процесса, привлечения только термального охлаждения океанической литосферы также недостаточно. Необходимо рассмотреть кинематику процесса становления пассивной континентальной окраины на фоне развивающегося спрединга океанического дна, увязав в единую систему такие разнонаправленные, но *одновременно* протекающие процессы, как прогибание океанической и континентальной коры, а также осадконакопление, ориентированное от континента к океану, и прогибание утоненной континентальной коры, начинающее по мере развития спрединга как бы наступать на погруженные под воды океана части континентальной окраины.

Согласно модели Д. Маккензи [472], в истории прогибания земной коры в процессе активного рифтогенеза выделяются две генерализованные стадии: синрифтовая и пострифтовая (собственно спрединговая). Первая стадия, хотя и кратковременная, но достаточно эффективная. На ее долю приходится до 40 % от общей глубины погружения земной коры. Вторая стадия значительно более растянута во времени, и хотя на нее приходится до 60 % от итоговой глубины погружения коры, но термальное остывание литосферы протекает столь длительное время, что активное осадконакопление на шельфе и континентальном склоне как бы подавляет этот процесс и создается впечатление, будто именно мощный чехол осадков на внешнем шельфе явился первопричиной прогибания коры. На второй стадии и происходит становление полноразвитых пассивных окраин континентов. Так, по материалам достаточно хорошо изученных северных районов атлантической окраины США можно заключить, что если синрифтовая стадия прогибания протекала в триасе—ранней юре, то на пострифтовую приходится время от поздней юры до голоцена.

Рассмотрим последовательно обе стадии, сосредоточив все же основное внимание на второй, поскольку синрифтовая стадия погружения достаточно подробно изучена нами при описании тектоно-седиментологических моделей внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов.

При построении модели будем опираться на следующие допущения.

1. На синрифтовой стадии начальная фаза погружения фундамента протекает без заметного влияния осадков, только под воздействием растягивающих напряжений, возникающих в земной коре вследствие подъема аномальной мантии и повышенного разогрева глубинных горизонтов литосферы.

2. Область термального разогрева литосферы всегда значительно превышает зону непосредственного растяжения (рифтогенеза), что приводит после раскола континента не только к образованию собственно океанической коры в осевой зоне межконтинентального рифта, но и к становлению так называемой коры переходного («рифтового») типа в зоне перехода от континента к океану, где, особенно в начальную фазу спрединга, континентальная кора оказывается существенно утоненной и пластичной. Именно это обстоятельство играет существенную роль в процессе изостатического выравнивания погружающейся пассивной окраины интенсивно сносимыми с континента осадками.

3. По мере удаления окраины континента от оси спрединга все более существенную роль в формировании осадочного покрова пассивной окраины

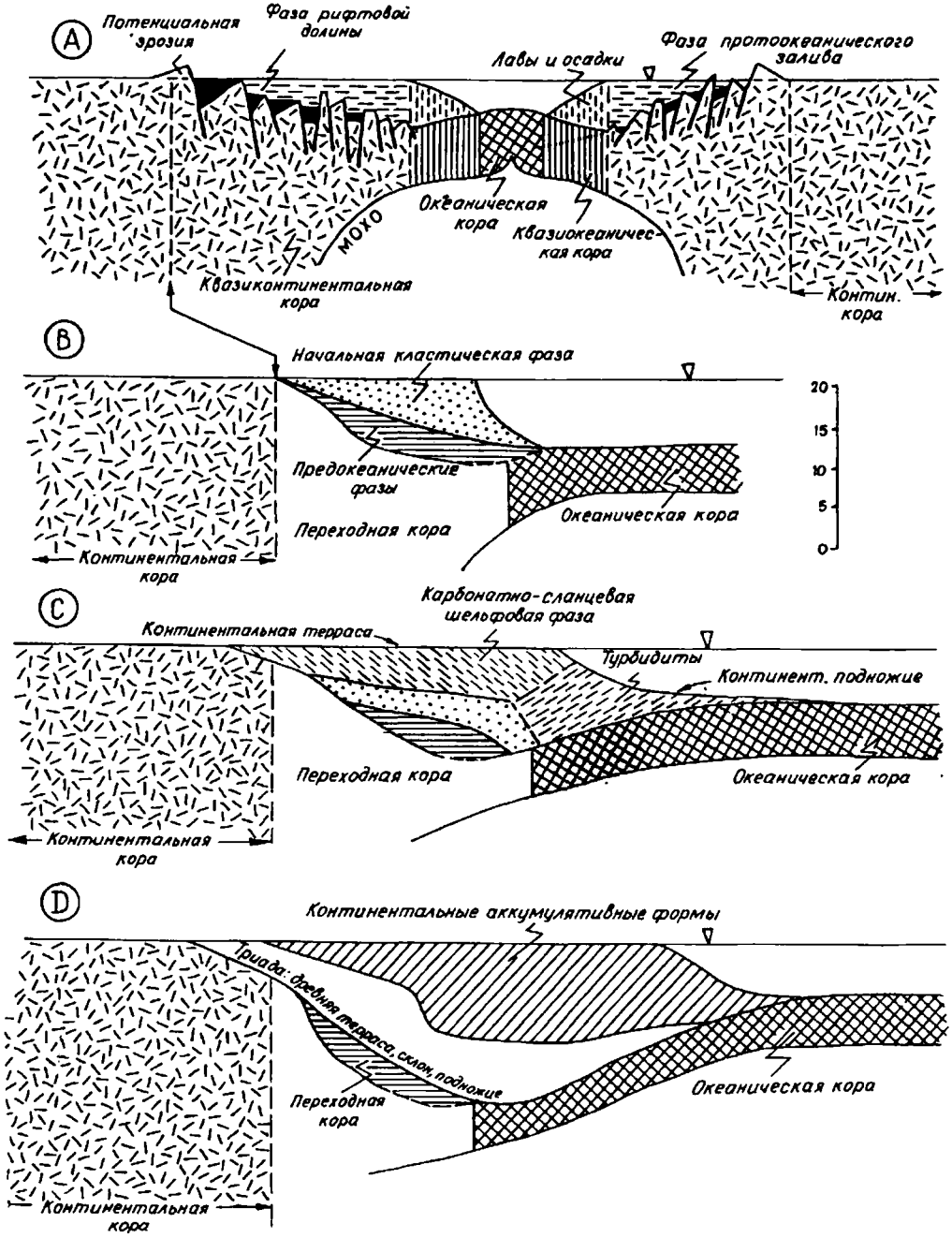


Рис. I.13. Схема становления и эволюции пассивной континентальной окраины [432, с изменениями автора].

А — синрифтовая (протоокеаническая) стадия, включающая заполнение осадками рифтовых долин на обоих бортах межконтинентального рифта, а также образование ослабленной континентальной (квазиконтинентальной) коры, близкой по мощности базальтоидной (квазиокеанической) коре; *В* — завершения синрифтовой (протоокеанической) стадии, когда

начинают играть процессы проградации осадочной призмы, т. е. последовательное продвижение все более молодых осадочных комплексов в направлении континентального подножия.

При описании модели мы будем учитывать не только структурные характеристики пассивной окраины, разные для отдельных этапов ее развития, но и специфику седиментологических процессов, протекающих в шельфово-склоновых осадочных бассейнах. На рис. I.13 в схематическом виде представлены как синрифтовый (рис. I.13, *A*, *B*), так и пострифтовый этапы развития пассивной континентальной окраины (рис. I.13, *C*, *D*). Хорошо видно строение плечей межконтинентального рифта, показано положение в структуре рифта квазиконтинентальной и квазиокеанической коры, формирующейся в начальную фазу спрединга (рис. I.13, *A*), которая впоследствии преобразуется в кору переходного типа (рис. I.13, *B*). В конце синрифтового этапа (на рис. I.13, *B* показано только одно плечо палеорифта) ступенчато погружающиеся к оси рифтовой долины разломы оказываются погребенными под интенсивно сносимыми с континента кластическими осадками. На пострифтовой стадии (рис. I.13, *C* и *D*) завершается становление пассивной окраины. Поэтому именно на этой стадии мы и сосредоточим внимание.

Основной вопрос, на который следует прежде всего ответить, следующий: какие факторы предопределяют интенсивное прогибание в зоне внешнего шельфа и активное погружение континентального склона пассивной окраины? От ответа на этот вопрос зависит и седиментологическое обоснование индикационных рядов формаций осадочных бассейнов, расположенных на разных структурно-гипсометрических уровнях пассивной окраины.

Рассмотрим кинематику разрастания межконтинентального рифта с учетом допущений нашей модели. На синрифтовой (протоокеанической) стадии проседание континентальной и образование в осевой зоне рифта океанической коры, как мы уже отмечали, происходит практически без участия осадочной массы, только под влиянием интенсивного термального прогрева литосферы поднимающейся к поверхности аномальной мантией. Так как ширина фронта прогрева всегда превышает поперечные размеры новообразованной рифтовой структуры, то растягивающие напряжения приводят не только к образованию межконтинентального рифта, но и к определенной петрологической переработке континентальной коры вблизи осевой зоны рифта, т. е. к образованию в конечном итоге коры переходного типа, отличающейся от типичной континентальной не только меньшей мощностью, но и существенно иными реологическими свойствами: большей пластичностью и упругостью. С образованием океанической коры уже в начальную фазу спрединга однонаправленный восходящий поток мантийного вещества трансформируется в разнонаправленные от оси межконтинентального рифта ветви конвективных мантийных токов, а растяги-

---

термальное прогибание литосферы практически завершается; квазиконтинентальная и квазиокеаническая кора объединяются в кору переходного типа, расположенную под интенсивно прогибающейся пассивной окраиной; *C* — начальный этап пострифтовой стадии (открытого океана), в течение которого вследствие интенсивного осадконакопления полностью оформляется «осадочная структура» пассивной окраины от шельфа до континентального подножия; *D* — конечный этап пострифтовой стадии, в течение которого образуются аккумулятивные осадочные структуры на шельфе, континентальном склоне и подножии и завершается формирование мощной проградационной призмы осадков.

вающие напряжения сменяются импульсами раздвига океанической коры, что знаменует начало спрединга океанского дна.

Борта межконтинентального рифта и являются праобразом будущей зрелой пассивной континентальной окраины. В начальные фазы спрединга они еще достаточно круты, и хотя рифтовые долины между отдельными ступенчато погружающимися к осевой зоне разломами уже заполнены континентальными осадками, но в целом седиментационная система пассивной окраины еще «не работает». Однако как только остывающая по мере удаления от новообразованного срединно-океанического хребта литосфера начинает погружаться под собственной тяжестью, этот процесс захватывает и континентальный склон пассивной окраины, сложенный корой переходного типа, способный, хотя и в меньшей степени, чем чисто океаническая кора, к термальному погружению. За счет этих процессов пространство от прибрежных долин до континентального подножия как бы растягивается (выполаживается), а вся зона между шельфом и срединно-океаническим хребтом приобретает вогнутый профиль. Плечи рифта, разбитые разломами, оказываются погребенными под толщей интенсивно сносимых с континента осадков, шлейф которых еще более сглаживает рельеф континентального склона и подножия. При дальнейшем развитии спрединга и по мере удаления континентальной окраины от спредингового центра кора переходного типа приходит в состояние термального равновесия, т. е. она уже не погружается за счет остывания. Поэтому, скорее всего, на стыке континентальной коры и коры переходного типа начинает действовать механизм своеобразной *термальной контракции,* за счет которого происходит интенсивное прогибание в зоне внешнего шельфа. Этим, вероятно, и можно прежде всего объяснить аномально высокие (до 18 км) мощности осадочных толщ в бассейнах внешнего шельфа пассивной континентальной окраины Атлантического побережья США, таких, как бассейн банки Джорджес, трога Балтимор-каньона и др. Разумеется, существенный вклад в общую амплитуду прогибания вносят и сами осадки, однако *интенсивная аккумуляция в шельфово-склоновых бассейнах пассивных окраин только потому и возможна, что литосфера здесь имеет специфическую термальную предысторию.*

Итак, пассивная окраина становится зрелой (полноразвитой), по нашей систематике, примерно за 100—150 млн лет. За это же время происходит и литогеодинамическая перестройка осадочной системы: если в течение первых 20—40 млн лет осадконакопление явно не успевало компенсировать интенсивно погружающуюся литосферу, то в дальнейшем, по мере постепенного уменьшения скорости термального погружения океанической коры (закон Склейтера), с одной стороны, и роста интенсивности сноса с континента значительных масс терригенных осадков — с другой, осадконакопление как бы смещается в направлении континентального склона и подножия, и здесь начинает формироваться клиноформное тело проградационной осадочной призмы, выдвинутой в океан. Актуалистической моделью зрелой пассивной окраины являются окраины атлантического типа, а заключительную стадию развития пассивной окраины иногда так и называют атлантической [42]. Одной из самых примечательных ее особенностей является то, что шельфовая зона уже не испытывает устойчивого прогибания; осадочная система шельфа чутко реагирует на эвстатические колебания уровня океана. Поэтому именно шельф пассивных окраин атлантического типа служит надежным полигоном для обоснования

глобальной хроностратиграфической шкалы мезозоя—кайнозоя с помощью детально разработанных методов сейсмостратиграфии [311].

Помимо этого, научная и практическая значимость осадочных бассейнов пассивных окраин столь велика, что с января 1986 г. американские геологи приступили к планомерному их изучению с помощью глубоководного бурения со специально оборудованного судна «Джоидес резольюшн». Уже в 1986 г. начато изучение эволюции Большой Багамской банки (карбонатной) восточнее п-ова Флорида (рейс 101-й), состава и строения древней (110 млн лет) океанической коры на юге Бермудского поднятия (рейс 102-й), составление дорифтовых, а также син- и пострифтовых разрезов пассивной окраины Галиссии (рейс 103-й), картирование палеотечений в Норвежско-Гренландском море (рейс 104-й).

Рассмотрим теперь общие седиментологические закономерности развития шельфово-склоновых бассейнов пассивных окраин, вытекающие из предложенной тектоно-седиментологической модели и являющиеся к тому же базовыми для выявления характеристических индикационных рядов формаций бассейнов данного геодинамического типа.

Начнем с того, что уже твердо установлено литологами: осадочные процессы на шельфе и континентальном склоне строго индивидуализированы. Обусловлено это тем, что осадконакопление на шельфе и континентальном склоне протекает на разных глубинах, в различных в морфологическом отношении структурах погруженной под воды океана окраины континента, и уже как следствие этого по-разному реагирующих на внешние факторы системы седиментации, такие, как колебания уровня океана, процессы изостатического прогибания прибрежной зоны, климатические изменения и т. д. Отсюда и резкие различия в индикационных рядах осадочных формаций, характерных для шельфа и континентального склона полноразвитых пассивных окраин.

Для пассивных окраин атлантического типа типичны так называемые нормальные шельфы [199], т. е. шельфы с небольшим уклоном дна, с достаточно ровным дном, в пределах которых по морфологическим особенностям можно выделить три зоны: прибрежное мелководье (с глубинами до 20—30 м), среднюю, умеренных глубин (до 50—80 м), и внешнюю (с глубинами до 130—200 м), завершающуюся бровкой шельфа, за которой уже начинается континентальный склон. Незначительные глубины осадконакопления на шельфе предопределяют активное воздействие на этот процесс гидродинамических факторов: волнового режима, приливно-отливных и прибрежных течений, сильных штормов. Эти факторы влияют на зернистость, текстуры и даже внутреннюю стратификацию накапливающихся отложений, но сама их последовательность и формационный облик все же являются следствием более общих причин: колебаний климата, интенсивности погружения прибрежной зоны, биопродуктивности мелководья и т. д. Однако вне зависимости от меры влияния на седиментогенез в пределах шельфа того или иного из перечисленных факторов их интегрированный эффект приводит к тому, что осадконакопление на зрелых пассивных окраинах, как правило, сводится к образованию уже упоминавшегося мощного клиноформного тела осадков, выдвинутого в сторону континентального подножия и сформированного по законам, которые лучше всего описываются в терминах проградационной модели Р. Валькотта [523].

Модель эта формализована [101], что позволяет восстанавливать литогеодинамическую историю становления шельфово-склоновых бассейнов пассивных окраин, т. е. решать обратную задачу литогеодинамики.

Последовательное продвижение материкового склона в направлении океана в свою очередь определяется факторами локальной литодинамики. Важнейшими из них являются следующие [42]:

а) глубина устойчивого залегания на дне неконсолидированных осадков. Она зависит от их фракционного состава и интенсивности гидродинамики прибрежных вод. Если осадок оказывается на глубинах, превышающих критическую, то он неподвижен, в противном случае он не успевает консолидироваться на шельфе, размывается и сбрасывается вниз по континентальному склону;

б) соотношение скоростей погружения шельфа и сноса с побережья терригенной кластики, а в бассейнах с карбонатной седиментацией — образование на мелководье известковых илов. Если скорость погружения шельфа незначительна, то осадок также не успевает закрепиться на мелководье и выносится противотечениями к бровке шельфа и далее на континентальный склон. Шельф таким образом продвигается в сторону открытого моря, и происходит интенсивное наращивание мощности проградационной призмы осадков. При обратном соотношении прогибание успевает компенсироваться осадками мелководья и рост проградационной призмы замедляется. Процесс этот, однако, неустановившийся, и в каждый конкретный отрезок времени соотношения указанных характеристик могут меняться. Поэтому все эти факторы локальной литодинамики шельфа можно реконструировать только на конкретном хроностратиграфическом уровне;

в) колебания уровня моря, на которые наиболее чутко реагируют осадки именно прибрежной зоны. Если уровень моря повышается, то это сопровождается расширением шельфа, его продвижением в сторону суши. Осадки закрепляются на шельфе, их мощность растет, зато резко сокращается интенсивность осадконакопления на континентальном склоне. В этом случае происходит замедление роста проградационной призмы осадков. При спаде уровня, напротив, площадь шельфа сокращается, осадки мелководья размываются и центр тяжести седиментационной системы смещается в направлении континентального склона и подножия. Наиболее интенсивный рост проградационной призмы осадков происходит именно при понижениях уровня океана;

г) локальные тектонические подвижки по глубинным разломам, рассекающим плечи палеорифта. При этом образуются морфологически выраженные барьеры, которые подпруживают сносимую с побережья массу осадков. Чаще всего такие барьеры возникают у бровки шельфа, например в бассейне плато Блейк.

Таким образом, легко понять, что и с этих позиций невозможно выделить единственный ведущий фактор, от которого зависит интенсивность роста проградационной осадочной призмы. Но становятся ясными основные соотношения ведущих характеристик, управляющих седиментогенезом на шельфе, и те их сочетания, которые приводят к накоплению осадочных масс в пределах осадочных бассейнов пассивных окраин. Понятно и то, что для шельфово-склоновых бассейнов не удается теоретически обосновать тот единственный индикационный ряд осадочных формаций, который вытекает из особенностей их геодинамического развития. Причем наиболее разнообразен состав осадков шельфовой зоны. Преимущественное накоп-

ление здесь того или иного спектра осадков определяется сложным взаимодействием следующих основных факторов: а) эвстатическими колебаниями уровня океана; б) биопродуктивностью вод; в) климатическими условиями; г) структурно-морфологическими особенностями шельфовой зоны. Последний фактор наиболее устойчив. И хотя в зависимости от колебания уровня океана шельфовая зона изменяет свои пространственные очертания, в ее пределах всегда можно выделить лагунную, литоральную и неритовые зоны, различающиеся прежде всего глубиной, а следовательно, и гидродинамикой прибрежных вод.

В пределах шельфово-склоновых бассейнов полноразвитых пассивных окраин выделяются две крупные зоны активного осадконакопления, характеризующиеся мощными осадочными линзами: внешний шельф и основание континентального склона. Первая линза выполнена широким спектром терригенных и карбонатных осадков мелководья с характерной цикличностью трансгрессивно-регрессивного типа; вторая — преимущественно турбидитами ПКВ. Между ними находится зона континентального склона, для которой характерны накопления оползневых масс и пелагические терригенные комплексы. Важно еще отметить, что на этапе структурного становления пассивной окраины, когда спрединг сопровождался активным прогибанием дна в условиях шельфового мелководья, при незначительном сносе с побережья терригенной кластики и жаркого аридного климата, у внешней бровки шельфа создавались благоприятные условия для активного роста барьерных рифовых комплексов. Современные барьерные рифы образовались во время голоценовой трансгрессии на закарстованной поверхности известняков, в частности коралловых. Они широко развиты в тропиках: Карибское море, у Багамских, Бермудских и Сейшельских островов, в районе Большого Барьерного рифа у Квинсленда (Австралия) и т. д. Погребенные рифы трассируют границу шельфового перегиба палеосклона. Например, позднеюрские—раннемеловые рифовые барьеры на атлантической окраине США и Сенегала [163, 387]. А. И. Конюхов [163, с. 80] отмечает, что данный этап становления пассивной окраины характеризовался активным ростом биогермов, ядро которых составляли рифы; их разрушение способствовало накоплению в пределах континентального склона разнообразных биоморфно-детритусовых осадков.

Если суммировать все изложенное, то станет ясно, что наиболее надежным индикационным рядом формаций шельфово-склоновых осадочных бассейнов пассивной окраины будет *вертикальный ряд*, фиксирующий все этапы ее длительной геодинамической эволюции. Применительно к современным бассейнам такие ряды неплохо изучены в пределах западной окраины Африки (Кванза-Камерунский бассейн) и восточной окраины Канады, в районе бассейна Большой Ньюфаундлендской банки [163]. Так, для Кванза-Камерунского бассейна характерен следующий ряд формаций (снизу—вверх). Полифациальная терригенная пестроцветная формация субконтинентального происхождения. Представлена ритмичным чередованием песчано-гравийно-галечных отложений мощностью 1000—1500 м, возраст формации поздняя юра—ранний мел. Ее перекрывают битуминозные аргиллиты неокома. Затем идет эвапоритовая формация апт-ского возраста мощностью до 1000 м. Над ней выделяется морская терригенно-карбонатная с постепенными латеральными переходами от терригенной в прибрежной части шельфа до карбонатной в его внешней зоне и в пределах континентального склона, которая вблизи подножия сменяется терригенно-глинистыми отложениями. Венчает разрез неогеновая

морская песчано-глинистая формация. Такая последовательность весьма благоприятна для образования нефтяных залежей, что и отмечено в Кванза-Камерунском бассейне.

Достаточно сходный вертикальный ряд формаций наблюдается и в разрезе бассейна Большой Ньюфаундлендской банки [163]. Здесь на размытой поверхности палеозойского фундамента залегает полифациальная субконтинентальная песчано-глинистая формация триасового возраста. Сложена она ритмичным перслаиванием красноцветных песчаников, конгломератов и глин аллювиально-озерного генезиса. Мощность формации 2500—3000 м. Над ней (как и в Кванза-Камерунском бассейне) залегает эвапоритовая формация ранней—средней юры, мощностью от 1500 до 3000 м. Это так называемые соли Арго на шельфе Новой Шотландии и Большой Ньюфаундлендской банки. Эта формация прослеживается в глубоководную часть Атлантического океана, вплоть до основания континентального склона. Над эвапоритовой залегает серия терригенно-карбонатных морских формаций: карбонатная (рифово-банковая) формация поздней юры, которая как бы трассирует внешнюю часть палеошельфа. Вкрест простирания континентального склона она латерально замещается формацией слоистых и оолитовых известняков, которая в направлении открытого океана в свою очередь сменяется песчано-глинистой сероцветной морской терригенной формацией. Над этой серией формаций в зоне современного шельфа залегает песчано-глинистая терригенная формация прибрежно-морского генезиса, а в глубоководных зонах — терригенных турбидитов.

Резюмируя изложенное, можно делать следующие выводы.

1. Проанализированные индикационные ряды осадочных формаций, как латеральные, так и вертикальные, отражают последовательные геодинамические этапы развития осадочных бассейнов пассивной окраины от начального континентального рифтогенеза через образование межконтинентального рифта и до полного раскрытия океанического бассейна с формированием характерного профиля зрелой пассивной окраины. Иными словами, эти ряды являются отражением всех этапов становления *современных бассейнов*: шельфово-склоновых и континентального подножия.

2. Трудности в интерпретации осадочных бассейнов древних пассивных окраин заключаются в том, что чаще всего они надвинуты друг на друга в процессе более поздних континентальных коллизий и испытали значительное латеральное перемещение. Поэтому решающее значение при литогеодинамическом анализе палеобассейнов пассивной окраины приобретает латеральный структурно-формационный и фациально-стратиграфический анализ осадочных комплексов в сочетании с региональными геодинамическими реконструкциями.

3. Из специфики образования осадочных бассейнов зрелой пассивной окраины следует, что для диагностики их палеоаналогов важное значение приобретают не латеральные или вертикальные ряды осадочных формаций (сами по себе), а их композиция, поскольку литогеодинамическая развертка истории их образования позволяет думать, что в данном случае «работает» обобщенный вариант закона Н. А. Головкинского, как и при переходе латеральной последовательности осадочных комплексов в вертикальных рядах формаций, отражающий следовавшие друг за другом геодинамические этапы раскрытия океанического бассейна.

I.3.3. Бассейны субдукционных обстановок

I.3.3.1. СИСТЕМАТИКА

Как справедливо заметил И. И. Абрамович [2], изучение процессов, протекающих в зонах субдукции, — нерв современной теоретической геологии. Тот факт, что процессы эти, как правило, недоступны для непосредственного наблюдения и в то же время приводят к парадоксальным, на первый взгляд, следствиям, вынуждает ряд геологов все еще скептически относиться к механизму субдукции — неотъемлемой компоненты тектоники плит. Это же обстоятельство заставляет и активных сторонников новой теории сосредоточить все усилия на разработке оригинальных познавательных методических приемов, которые давали бы в руки исследователей пусть и косвенные, но неоспоримые доказательства механизма процессов в зоне конвергенции литосферных плит. Появилась даже самостоятельная ветвь тектонической науки, названная, по предложению японского ученого С. Уеды, *сравнительной субдуктологией.*

Строение субдукционной полосы зависит прежде всего от расположения и угла наклона сейсмофокальной зоны: погружается ли океаническая литосфера непосредственно под континент либо она отделена от континента цепью вулканических островов. В первом случае субдукцию относят к андийскому типу, во втором — к марианскому. Помимо этого, тектонические обстановки в системе дуга—желоб подразделяются на дуговые системы континентальных окраин и внутриокеанские, которые, в свою очередь, делят на мигрирующие дуговые системы по отношению к задуговому пространству (Тонга — Кермадек, Марианская), стационарные (Алеутская) и оторвавшиеся, с континентальным фрагментом внутри дуги (Японская) [433].

Осадочные бассейны, формирующиеся в процессе функционирования субдукционной зоны, также жестко привязаны к ее основным структурным элементам. В первом приближении выделяются три основных класса бассейнов: преддуговые (глубоководный желоб), междуговые (бассейны на склоне вулканической дуги и континентальном борту желоба) и задуговые (окраинные моря). Более дробного подразделения этих бассейнов для наших целей не требуется, так как общие литогеодинамические закономерности наиболее надежно устанавливаются из обобщенных тектоно-седиментологических моделей, учитывающих инвариантные региональным вариациям черты процесса. Поэтому, хотя в приводимой ниже систематике осадочных бассейнов субдукционных обстановок мы постарались учесть по возможности все их структурные разновидности, специально будут описаны только те из них, которые характеризуются индивидуальными особенностями литогеодинамического развития.

На рис. I.14 приведена наиболее общая структурная модель субдукционной зоны. Здесь же показано расположение и важнейших видов осадочных бассейнов. Эта модель наиболее адекватно описывает строение субдукционных зон типа расширения, результатом которого является образование задугового бассейна (окраинного моря). В субдукционных зонах типа сжатия или зонах андийского типа окраинные моря, как правило, отсутствуют.

Окраинное море и глубоководный желоб, являющийся морфологическим выражением зоны поддвига океанской плиты, разделены двумя системами дуг. Ближе к желобу располагается авулканическая дуга, которая больше напоминает осадочную террасу, ибо она включает в себя силь-

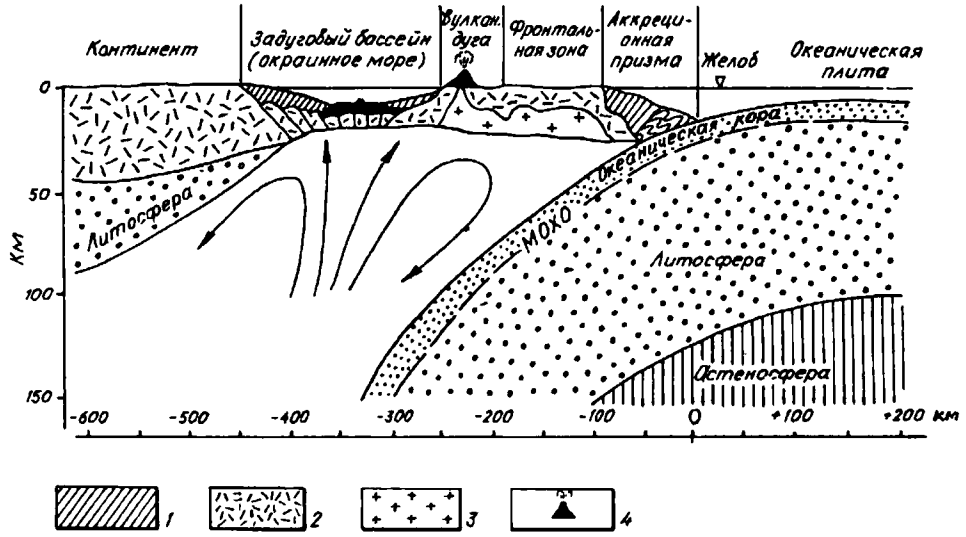


Рис. I.14. Общая структурная модель субдукционной зоны [475, с изменениями автора].

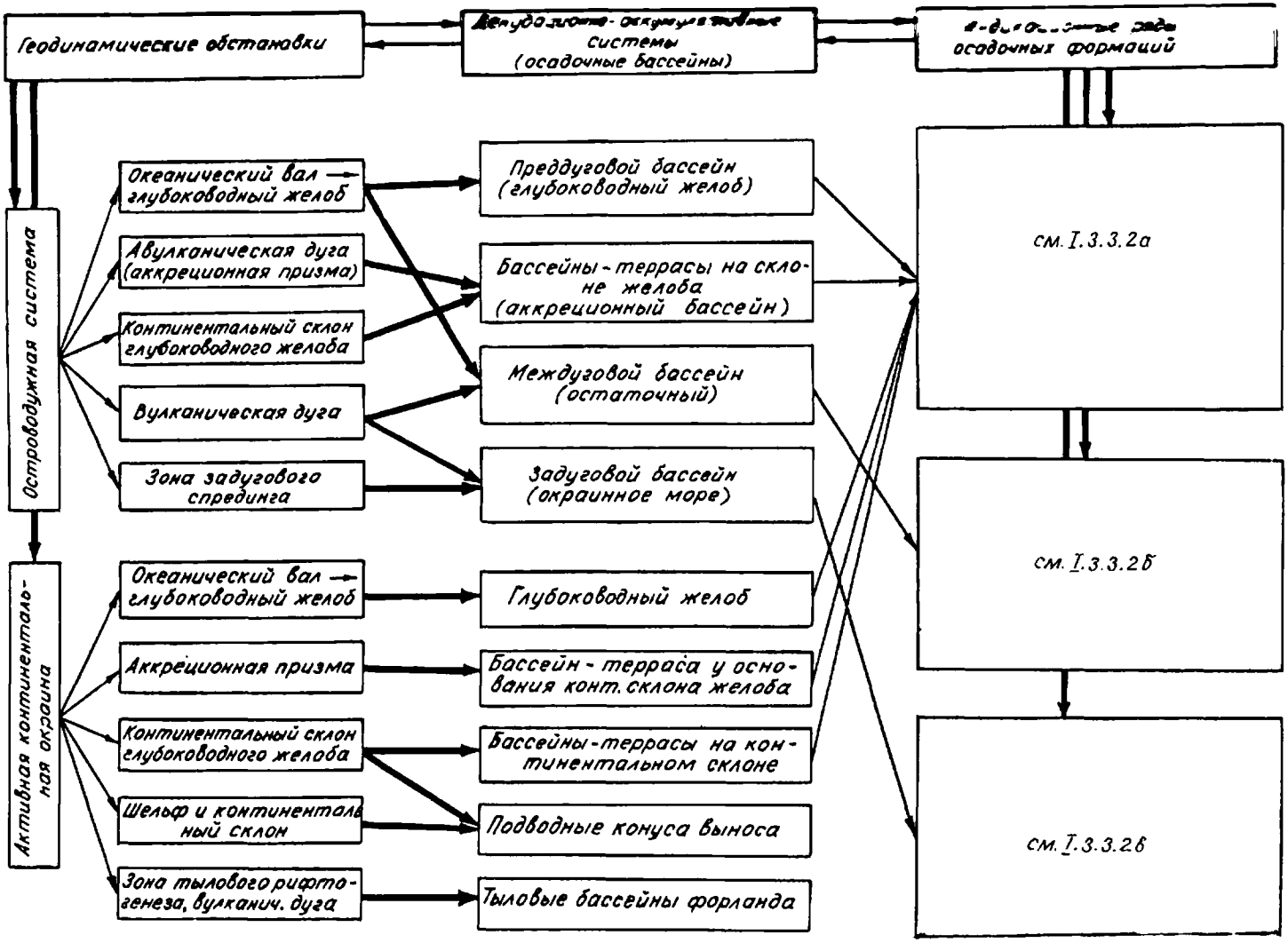
1 — осадки; *2* — континентальная кора; *3* — кора переходного типа; *4* — вулканизм.

нодислоцированные осадочные комплексы, называемые чаще всего аккреционной призмой. Ее ширина может достигать 100—200 км, а мощность осадков — 4—6 км. Иногда эту структуру называют междуговым бассейном. Но поскольку седиментология этой зоны в значительно большей мере зависит от механизма поддвига океанской плиты, чем от сноса осадков с вулканической дуги, то специфика осадочного выполнения междугового пространства лучше всего может быть понята в рамках единой тектоно-седиментологической модели субдукции, важнейшими структурными компонентами которой являются глубоководный желоб и аккреционная осадочная призма.

Вулканическая дуга отделяет окраинное море от непосредственной зоны поддвига. Поэтому наряду со спредингом, приводящим как бы к отталкиванию от континента сейсмофокальной зоны и к расширению акватории окраинного моря, на литогеодинамические процессы в задуговых бассейнах активное влияние оказывает вулканизм этой дуги. Именно эти обстоятельства предопределяют специфику осадочной эволюции окраинно-морских бассейнов и именно поэтому тектоно-седиментологические модели этих бассейнов мы рассматриваем самостоятельно.

Предлагаемая нами классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов субдукционных обстановок показана на рис. I.15. Она учитывает структурные особенности зоны поддвига (см. рис. I.14), и каждой геодинамической обстановке соответствует один тип бассейна.

Надо еще заметить, поскольку мы делаем акцент на литогеодинамических критериях диагностики осадочных бассейнов, то поэтому в предлагаемом перечне геодинамических обстановок не нашли отражения такие важные характеристики субдукции, как направление (вектор) поддвига литосферной плиты. Вообще говоря, в современной геодинамике различают субдукцию континентальной коры под островную дугу (А-субдукция),


Геодинамические обстановки
Седиментационные системы (осадочные бассейны)
Вещественные виды осадочных формаций
Островодужная система
Океанический вал — глубоководный желоб
Аввулканическая дуга (аккреционная призма)
Континентальный склон глубоководного желоба
Вулканическая дуга
Зона задугового спрединга
Преддуговой бассейн (глубоководный желоб)
Бассейны-террасы на склоне желоба (аккреционный бассейн)
Междуговой бассейн (остаточный)
Задуговой бассейн (окраинное море)
Активная континентальная окраина
Океанический вал — глубоководный желоб
Аккреционная призма
Континентальный склон глубоководного желоба
Шельф и континентальный склон
Зона тылового рифтогенеза, вулканич. дуга
Глубоководный желоб
Бассейн-терраса у основания конт. склона желоба
Бассейны-террасы на континентальном склоне
Подводные конуса выноса
Тыловые бассейны форланда
см. I.3.3.2а
см. I.3.3.2б
см. I.3.3.2в

субдукцию океанической коры под континент (В-субдукция), субдукцию океанической коры под островную дугу и, наконец, субдукцию океанического плато под островную дугу (плато Онтонг-Джава под Соломоновы острова). Однако у нас еще нет достаточных оснований для обоснования литогеодинамических различий каждого из вариантов процесса поддвига. Поэтому мы остановились всего на двух наиболее распространенных разновидностях субдукции, тем более что именно с ними связано образование специфических типов осадочных бассейнов.

1.3.3.2. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

1.3.3.2а. Глубоководные желоба

Желоба, как известно, маркируют на океаническом дне зоны конвергентных окраин литосферных плит, т. е. они являются морфологическим выражением зоны субдукции океанической коры. Подавляющее большинство глубоководных желобов расположено по периферии гигантского Тихоокеанского кольца. Достаточно взглянуть на рис. I.16, чтобы убедиться в этом. По данным А. П. Лисицына [197], площадь желобов составляет всего 1,1 % площади океана. Но, несмотря на это, они в совокупности образуют самостоятельный гигантский пояс лавинной седиментации. Средняя глубина желобов превышает 6000 м, что значительно больше средней глубины Тихого (4280 м), Атлантического (3940 м) и Индийского (3960 м) океанов. Всего в Мировом океане сейчас выделены 34 глубоководных желоба, из них 24 соответствуют конвергентным границам плит, а 10 — трансформным (желоба Романш, Вима, Арго, Целеста и др.). В Атлантическом океане известны желоба Пуэрто-Рико (глубина 8742 м) и Южно-Сандвичев (8246 м), в Индийском океане — только Зондский (7209 м) [197]. Мы рассмотрим тихоокеанские желоба.

На западной окраине Тихого океана желоба тесно сопряжены с вулканическими дугами, образуя единую геодинамическую систему дуга—желоб, тогда как желоба восточной окраины непосредственно примыкают к континентальному склону Южной и Северной Америки. Вулканизм здесь фиксируется по тихоокеанской окраине этих континентов. Е. Зейболд и В. Бергер [122] отмечают, что из 800 действующих сегодня активных вулканов 600 приходится на Тихоокеанское кольцо. Помимо этого, и глубина желобов на востоке Тихого океана меньше, чем на западе. Желоба Тихоокеанского кольца, начинаясь у побережья Аляски, образуют почти непрерывную цепь сильно удлиненных впадин, протягивающихся в основном в южном и юго-восточном направлениях до островов Новой Зеландии (рис. I.16).

В табл. I.5 мы попытались свести воедино все основные характеристики морфографии желобов Тихого океана (глубину, протяженность и площадь, там же указаны и номера станций глубоководного бурения). Данные табл. I.5 убеждают в уникальности характеристик глубоководных желобов. Действительно, отношение средней глубины желоба к его длине доходит до 1:70 (Центральноамериканский желоб), протяженность многих желобов превосходит 2000 км, а Перуанско-Чилийский желоб прослежен вдоль западного побережья Южной Америки почти на 6000 км. Поражают и данные

Рис. 1.15. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов субдукционных обстановок.

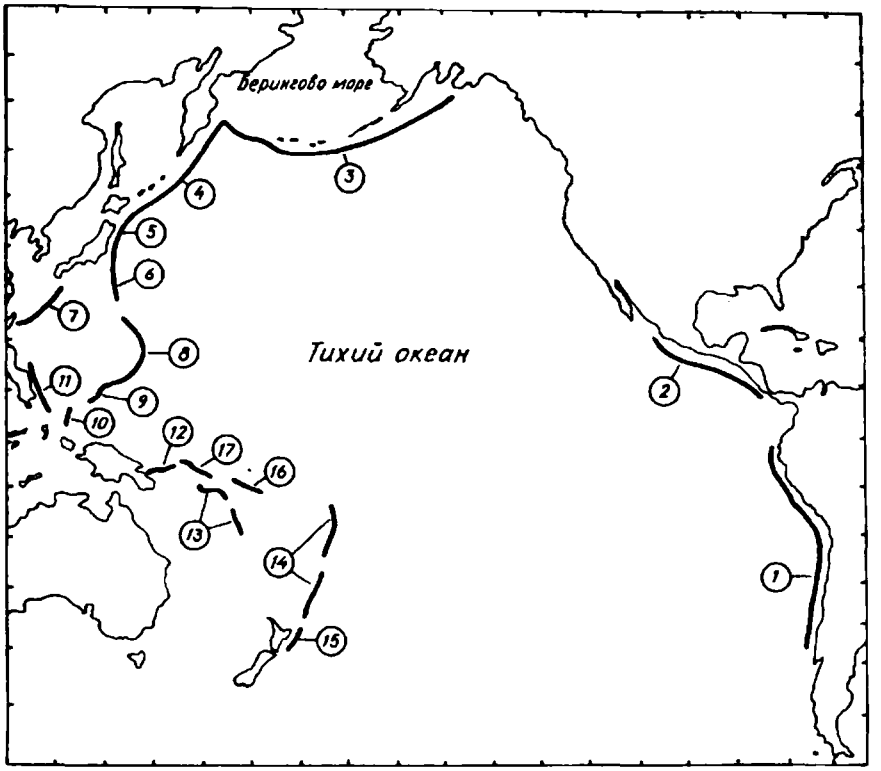


Рис. I.16. Размещение глубоководных желобов в пределах Тихоокеанского кольца.

Желоба: 1 — Перуанско-Чилийский; *2* — Центральноамериканский; *3* — Алеутский; *4* — Курило-Камчатский; *5* — Японский; *6* — Идзу-Бонинский; *7* — Рюкю (Нансей); *8* — Марианский; *9* — Яп; *10* — Палау; *11* — Филиппинский; *12* — Новобританский; *13* — Новогебридский; *14* — Тонга—Кермадек; *15* — Хикуранги; *16* — Витязя; *17* — Малаита.

о глубине желобов. Три желоба имеют глубины от 5000 до 7000, тринадцать — от 7000 до 10 000 м и четыре — свыше 10 000 м (Кермадек, Марианский, Тонга и Филиппинский), причем рекорд глубины принадлежит Марианскому желобу — 11 022 м (табл. I.5).

Здесь, правда, следует заметить, что глубина глубине — рознь. Столь значительные глубины фиксируют океанологи, для них глубина желоба — это отметка дна, отсчитываемая от водной поверхности океана. Геологов же интересует другая глубина — без учета толщи морской воды. Тогда за глубину желоба следует принять разность отметок основания прижелобного океанического вала и днища самого желоба. В этом случае глубины желобов не превысят 2000—3500 м и будут сравнимы с высотами срединно-океанических хребтов. Факт этот, по всей вероятности, не случайный и свидетельствует об энергетической сбалансированности (в среднем) процессов спрединга и субдукции.

Желобам присущи и некоторые общие геофизические характеристики: пониженный тепловой поток, резкое нарушение изостазии, незначительные аномалии магнитного поля, повышенная сейсмическая активность и, наконец, важнейший геофизический признак — наличие сейсмофо-

ТАБЛИЦА 1.5

МОРФОГРАФИЯ ОСНОВНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Название желоба	Максим. глубина океана, м	Длина желоба, км	Средняя ширина, км	Площадь, тыс. км^2	Станции глубоководного бурения
Алеутский	7822	3700	50	185	178, 180—182, 186, 187
Бугенвиль	9103	500	50	25	
Банда (Вебер)	7440	650	80	52	
Идзу-Бонинский	9810	850	90	76,5	
Кермадек	10 047	1500	60	90	
Курило-Камчатский	9717	2200	120	264	
Манильский	5249	350	40	14	
Марианский	11 022	2550	70	17,85	60, 452А, 458, 459А, 460А, 461
Новобританский	8320	750	40	30	
Новогвинейский	5050	440	60	264	
Новогебридский	7633	1200	70	84	
Палау	8069	400	40	16	
Перуанско-Чилийский	8069	5900	100	590	683—685, 679—682, 686—688 (рейс 112)
Рюкю (Нансей)	7790	2250	60	135	
Сан-Кристобаль	8332	950	40	38	—
Тонга	10 882	1400	55	77	Рейс 91
Филиппинский	10 265	1400	60	84	—
Центральноамериканский	6489	2800	40	112	486, 487, 488, 489А, 490—494А, 495—498А, 499В, 500
Яп	8850	700	40	28	—
Японский	8412	900	100	9	434В, 435А, 436, 438В, 439—441

кальной зоны Вадати — Заварицкого — Беньофа (зона ВЗБ), погружающейся в районе желоба под континент. Она прослеживается до глубины 700 км. Именно с ней связаны все землетрясения, фиксируемые на островных дугах и прилегающих к желобам активных окраинах континентов.

И все же уникальны не столько морфометрические характеристики глубоководных желобов, сколько их расположение в Тихом океане: они как бы трассируют на активных окраинах континентов места схождения (конвергенции) литосферных плит. Здесь происходят разрушение океанической коры и рост континентальной. Этот процесс и называется *субдукцией*. Его механизм изучен пока в самых общих чертах, что дает некоторое право оппонентам тектоники плит относить субдукцию к числу недоказуемых, чисто гипотетических предположений, выдвигаемых якобы в угоду постулату о постоянстве площади поверхности Земли.

Действительно, разработанные на сегодня модели субдукции не могут удовлетворить специалистов, поскольку число возникающих вопросов зна-

чительно превосходит пока возможности существующих моделей. И главные из этих вопросов касаются поведения осадков в глубоководных желобах, которые морфологически трассируют места схождения плит. Дело в том, что противники субдукции в качестве одного из существенных аргументов против поддвигания океанической плиты под континент используют характер осадочного выполнения желобов. Они считают, что спокойное, горизонтальное залегание осадков в осевых частях всех желобов не согласуется с высокоэнергетическим процессом поддвига многокилометровой океанической плиты. Правда, проведенные буровые работы в Алеутском, Японском, Марианском, Центральноамериканском, Перуанско-Чилийском желобах (см. табл. I.5) сняли ряд вопросов, но появились новые факты, не укладывающиеся в существующие модели и требующие доказательного объяснения.

Поэтому нами и предпринята попытка построения *седиментологически состоятельной модели субдукции* [291, 292], которая давала ответы на вопросы, касающиеся осадочного выполнения желобов. Конечно, седиментологическая аргументация субдукции не может быть основной, но и без нее уже не обойдется ни одна из тектоно-геофизических моделей этого процесса. Отметим, кстати, что основное назначение всех разработанных на сегодня моделей субдукции, как учитывающих осадочное выполнение желобов, так и пренебрегающих им, — объяснить этот процесс таким образом, чтобы модель фиксировала основные известные характеристики движения плит и реологические свойства вещества литосферы и чтобы в то же время ее результирующие (выводные) показатели не противоречили морфографии желобов и основным тектоническим элементам их строения.

Ясно, что в зависимости от того, какую цель ставит перед собой исследователь, он фиксирует в модели определенные характеристики и использует при этом соответствующий математический аппарат. Поэтому каждая из моделей (их сейчас более 10) отражает только одну-две важнейшие стороны процесса поддвига и оставляет неудовлетворенными тех исследователей, которые иначе трактуют *качественную* сторону этого явления. Исходя из этого нам представляется наиболее важным уяснить именно качественные характеристики субдукции, чтобы стали физически объяснимы все наблюдаемые следствия этого процесса. Тогда построение формализованной модели на количественной основе станет делом техники, т. е. оно не должно вызывать принципиальных затруднений.

Все известные на сегодня модели субдукции можно классифицировать так, как это показано на рис. I.17. Наибольший вклад в разработку этих моделей внесли Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, А. И. Шеменда и другие русские ученые, а из зарубежных специалистов — Дж. Бодин (J. H. Bodine), Д. Коуэн (D. S. Cowan), Дж. Дюбуа (J. Dubois), Г. Холл (G. A. Hall), Дж. Хельвиг (J. Helwig), Г. Джонс (G. M. Jones), Д. Кариг (D. E. Karig), Л. Кульм (L. D. Kulm), У. Пеннингтон (W. D. Pennington), Д. Шолл (D. W. Scholl), У. Швеллер (W. J. Schweller), Г. Шерман (G. F. Sharman), Р. Сайлинг (R. M. Siling), Т. Тарп (T. M. Tharp), А. Уоттс (A. B. Watts), Ф. Ву (F. T. Wu) и др. Нас, конечно, в первую очередь интересуют те модели, в которых так или иначе учитывается осадочное выполнение желобов. К ним относятся так называемая «аккреционная модель» и модель, в которой осадкам отводится роль своеобразной «смазки» между двумя взаимодействующими плитами.

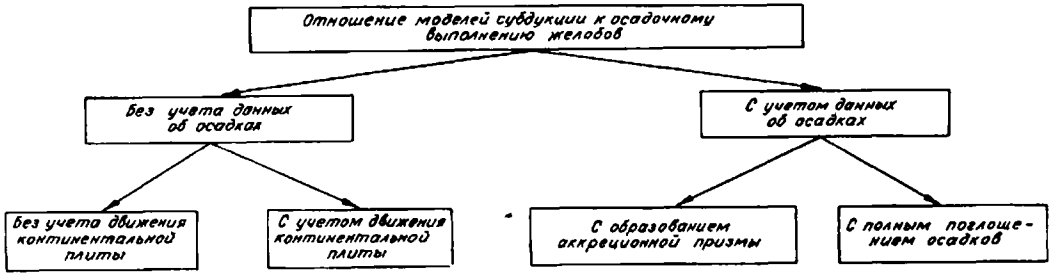


Рис. I.17. Классификация существующих моделей субдукции по их отношению к осадочному выполнению глубоководных желобов [291].

Эти модели, объясняющие реакцию осадков на высокоэнергетический процесс поддвига океанической плиты, хотя и дают вполне правдоподобную трактовку этого процесса, все же оставляют без внимания ряд важных вопросов, ответить на которые необходимо, чтобы предложенные тектоно-геофизические модели могли считаться седиментологически состоятельными. Важнейшими из них являются следующие.

1. Как объяснить тот факт, что осадки в *самом желобе* всегда имеют горизонтальное ненарушенное залегание, несмотря на то, что со стороны океана идет активное погружение плиты, а со стороны континентального склона желоба наращивается сильнодеформированная аккреционная призма?

2. Каков механизм образования аккреционной призмы? Является ли она результатом хаотического сгруживания осадков, содранных с погружающейся плиты, или на ее рост влияют процессы, происходящие на самом континентальном склоне?

Чтобы ответить на эти вопросы, т. е., чтобы построить седиментологически состоятельную модель субдукции, необходимо более тесно увязать предлагаемые тектонические механизмы этого процесса с данными глубоководного бурения по профилям через ряд наиболее с этих позиций изученных желобов. Это необходимо сделать еще и для того, чтобы контроль предлагаемой модели данными «живой» литологии стал неотъемлемым элементом модели.

Изложение седиментологически состоятельной модели субдукции начнем с описания тектонических предпосылок, положенных в ее основу. Надо заметить, что любая модель включает в себя конкретные допущения, на них она опирается и с их помощью пытается увязать в единое целое известные факты. В нашей модели использованы тектонические предпосылки, почерпнутые из уже апробированных физически обоснованными расчетами схем субдукции.

Первое допущение касается импульсного (дискретного) характера процесса поддвига. Имеется в виду, что очередной фазе поддвига предшествует накопление напряжений в океанической коре, которые вследствие тектонической расслоенности литосферы и неоднородностей земной коры передаются от центров спрединга с разной интенсивностью и во всяком случае распределены в океане крайне неравномерно. Предположение это имеет достаточно глубокий смысл, поскольку с его помощью можно объяснить изменение петрологических свойств уже погруженной части океанической плиты, что частично предопределяет возможность следующего импульса субдукции.

Второе допущение предполагает разнонаправленное распределение напряжений непосредственно в зоне Вадати—Заварицкого—Беньофа (БЗБ). Проявляется это так. Испытывая на более глубоких горизонтах сжимающие усилия, зона в точке перегиба, которую и маркирует глубоководный желоб, подвергается растягивающим напряжениям, что приводит к образованию разломов как на внутреннем, так и на внешнем бортах желоба. Эти разломы разделяют со стороны океана погружающиеся части плиты на отдельные сегменты (ступени); при очередном импульсе поддвига ближайший к оси желоба сегмент вовлекается в этот процесс. Эта мысль была конструктивно апробирована Л. И. Лобковским в его кинематической схеме субдукции.

Третье допущение имеет в виду дискретную миграцию в сторону океана осевой линии желоба. Оно является следствием первых двух допущений. Специальными исследованиями также установлено, что скорость миграции оси желоба зависит от возраста поглощаемой коры и наклона зоны ВЗБ.

Четвертое допущение предполагает энергетическую сбалансированность во времени процессов наращивания океанической коры в срединно-океанических хребтах и ее переработки на активных окраинах. То, что данное предположение не лишено оснований, косвенно контролируется равенством (в среднем) высот срединно-океанического хребта и глубин желобов, соответствующих конкретным векторам спрединга, что мы уже отмечали. Как подметил Т. Хатертон [380], возможная сбалансированность процессов спрединга и субдукции подвела под тектонику плит надежную физическую основу. Нарушение же этого равновесия в отдельные моменты приводит к росту сводовых поднятий, перестройке глобальной системы циркуляции океанических вод и, как следствие этого, к глобальным перерывам в седиментации.

Если искать причину различий в глубинах желобов, то необходимо учесть тесную корреляцию между скоростью субдукции и возрастом поглощаемой коры (при фиксированном значении угла наклона зоны ВЗБ). Этот вопрос на материале десяти конвергирующих систем (Тонга—Кермадек, Курильской, Филиппинской, Идзу-Бонинской, Новогебридской, Перуанско-Чилийской, Алеутской, Центральноамериканской, Индонезийской и Японской) детально изучен С. Гриллс и Дж. Дюбуа [445]. В частности, эти авторы установили: чем выше скорость субдукции, тем меньше (в среднем) глубина желоба. Зато глубина желоба увеличивается вместе с возрастом погружающейся плиты. М. И. Стрельцов [343] удачно дополнил это исследование, установив, что глубина желоба зависит и от кривизны вулканической дуги: наиболее глубокие желоба приурочены к дугам максимальной кривизны.

Рассмотрим теперь более обстоятельно механизм седиментогенеза в желобах, т. е. построим общую седиментологическую модель желоба. Анализ разрезов скважин глубоководного бурения, с одной стороны, и характер тектонического строения желобов — с другой, позволяют сделать следующие достаточно надежные выводы.

1. Осадочный покров существенно различен на внутреннем (континентальном) и внешнем (океаническом) склонах желоба, и хотя тектоническое строение этих элементов структуры желоба также неоднородно, однако состав осадков является прежде всего функцией собственно седиментологических процессов на разных склонах желоба: пелагического се-

диментогенеза на внешнем склоне и суспензионно-потокового, наложенного на пелагический, — на внутреннем.

2. В основании внутреннего склона желоба часто фиксируется скучивание осадков, они здесь всегда более интенсивно уплотнены и в структурном отношении представляют собой крупное линзовидное тело, называемое аккреционной призмой. На внешнем склоне осадки наклонены под небольшим углом к оси желоба, а на дне имеют горизонтальное залегание.

3. По данным геофизики осадки на дне желобов залегают в виде двух «слоев»: акустически прозрачного нижнего слоя, интерпретируемого как уплотненные пелагические отложения океанической плиты, и верхнего, представленного турбидитами, которые были снесены в желоб со стороны континентального склона в период между двумя смежными импульсами поддвига.

4. Мощности турбидитовых отложений на дне желобов зависят от многих факторов: от расчлененности рельефа континентального склона и климата, как бы предопределяющего темпы денудации прилегающей суши, от интенсивности и частоты землетрясений в районе желоба и от многих других причин. Длительность взаимодействия плит, т. е. время существования конкретной субдукционной зоны, также должно бы играть существенную роль в наращивании мощности турбидитовой толщи на дне желоба, но только в том случае, если бы желоб как тектоническая структура имел самостоятельное значение в процессе субдукции; но так как он представляет собой только выраженную в рельефе океанического дна *реакцию* на этот процесс, да к тому же его положение непостоянно во времени, этот фактор не играет решающей роли в процессе накопления турбидитов на дне желоба. Мы знаем, что современное положение желобов маркирует лишь последнюю фазу длительно развивающегося процесса поддвига.

5. С глубоководными желобами тесно ассоциируются четыре основных фациальных комплекса осадков: конусы выноса континентального склона, турбидиты дна и бассейнов на внутреннем склоне, пелагические отложения, фиксируемые в пределах всех морфологических элементов желоба, и, наконец, осадки аккреционной призмы.

В настоящее время достаточно детально разработаны седиментологические модели Алеутского, Перуанско-Чилийского и особенно Центральноамериканского желобов. Но эти модели, к сожалению, не увязаны с общим механизмом субдукции в этих желобах.

М. Ундервуд и Д. Кариг [518], а также Ф. Шепард и Э. Реймниц [506], детально изучившие морфологию внутреннего склона Центральноамериканского желоба в районе континентальной окраины Мексики, отмечают, что только в этом районе к внутреннему склону желоба примыкают четыре крупных каньона, из которых наиболее обстоятельно исследован Рио-Бальсас (подводное продолжение реки Бальсас), прослеженный до самого желоба. Установлена четкая корреляция между мощностями турбидитов на дне желоба и в устьях крупных каньонов. Наиболее мощный чехол осадков (до 1000 м) приурочен в желобе именно к устью каньонов, тогда как в других его частях их мощность снижается до нескольких метров. В устье каньонов всегда фиксируется конус выноса осадков; он изрезан многочисленными каналами — своеобразной распределительной системой конуса выноса. Поступающий через каньоны кластический материал разносится продольным течением вдоль осевой линии желоба в

направлении погружения дна. Влияние каждого каньона на распределение осадков в центральной части желоба ощущается даже на расстоянии 200—300 км от устья. Данные глубоководного бурения в Центральноамериканском желобе подтвердили, что в разных частях его реакция осадков на процесс поддвига неодинакова. Так, в районе Гватемальского профиля бурения субдукция не сопровождается аккрецией осадков, тогда как скважины в районе Мексиканского профиля, напротив, выявили наличие аккреционной осадочной призмы в основании континентального борта желоба [197].

Теперь подробно остановимся на основном седиментологическом парадоксе субдукции. Как сейчас твердо установлено геофизическими работами и скважинами глубоководного бурения, осадки на дне всех желобов представлены *турбидитами* разного литологического состава, имеющими горизонтальное залегание [454]. Парадокс же заключается в том, что осадки эти должны либо сдираться с океанической плиты и скучиваться у основания континентального склона в виде аккреционной призмы (аккреционные модели субдукции), либо поглощаться вместе с осколком океанической плиты в очередную фазу поддвига, как это следует из «модели смазки» О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского [333].

Логика противников субдукции поэтому проста и справедлива: коль скоро субдукция — это высокоэнергетический процесс, в котором участвуют жесткие плиты толщиной в десятки километров, то маломощный слой рыхлых осадков не может не реагировать на этот процесс. Если же осадки на дне желобов залегают горизонтально, значит субдукция не имеет места. Надо признать, что предпринимавшиеся ранее попытки объяснить этот седиментологический парадокс были неубедительными. Горизонтальное залегание осадков объяснялось их молодостью, периодическим встряхиванием уже накопившихся турбидитов, после чего они откладывались как бы заново, и т. п. Были, конечно, и более реалистичные трактовки, которые рассматривали зависимость объема осадков в желобах от соотношения скоростей осадконакопления и субдукции [315].

О. Г. Сорохтин [332] сделал нехитрый, но, к сожалению, неубедительный расчет этого процесса, пытаясь подвести фактическую базу под свою, разобранную выше, модель смазки. Он отметил, что в большинстве желобов мощность осадочного покрова незначительна, несмотря на очень высокую скорость накопления осадков (несколько сантиметров за 100 лет). При такой скорости, как считает О. Г. Сорохтин, если бы не работал механизм «смазки», желоба оказались бы полностью засыпанными осадками уже через несколько десятков миллионов лет. В действительности же этого не происходит, хотя некоторые желоба существуют и продолжают развиваться уже в течение сотен миллионов лет (Японский, Перуанско-Чилийский).

Неубедителен этот расчет по двум причинам. Во-первых, независимо от механизма поглощения осадков желоба являются важнейшим компонентом динамической системы зоны субдукции, и уже поэтому нельзя было рассчитывать скорость заполнения их осадками так, как будто это неподвижный отстойник. Во-вторых, желоба в их современном морфологическом выражении фиксируют лишь реакцию на *последнюю фазу* процесса поддвига (см. третье допущение нашей модели), и поэтому время их существования нельзя отождествлять с продолжительностью развития всей зоны субдукции, т. е. говорить о десятках, а тем более сотнях миллионов лет как о возрасте желоба не приходится. По этим же причинам

нельзя признать убедительным и похожий подход к этой проблеме, изложенный в статье Дж. Хельвига и Г. Холла [448].

Итак, данный парадокс не может быть разрешен, если опираться на уже разработанные схемы субдукции, в которых *механизм и скоростные характеристики поддвига плит не увязаны с механизмом и скоростными характеристиками накопления осадков.*

Информация о скоростях осадконакопления в желобах Тихого океана, которые оценивались по результатам глубоководного бурения, содержится в многотомном издании [454], материалы которого позволяют сделать вывод, что в целом для желобов действительно характерны сравнительно высокие темпы накопления осадков: от первых десятков до сотен и даже тысяч метров за миллион лет. Эти скорости, конечно, варьируют во времени даже в одной точке бурения, но в целом порядок чисел сохраняется.

Обратим, однако, внимание на одно обстоятельство, по-видимому ускользавшее от внимания геологов. Дело в том, что геологи привыкли оценивать скорость накопления осадков в единицах Бубнова: миллиметры в 10^3 (мм/10^3) или метры в 10^6 (м/10^6) лет. Такой подход вызван объективными причинами, ибо геологи располагают достоверными сведениями лишь о мощности разреза и значительно менее достоверными данными о длительности соответствующего стратиграфического интервала. Они, конечно, представляют, что получаемые таким образом значения скорости имеют весьма отдаленное отношение именно к скорости накопления осадков, поскольку при этом не учитывается ни то, что разные литологические типы пород образуются с разными скоростями, ни то, что в пределах исследуемого интервала разреза могут быть скрытые перерывы в накоплении осадков (диастемы). Если к тому же учесть, что осадки осевой части желобов образуются в *инъективном режиме циклоседиментогенеза* [289], то в этом случае вообще нельзя использовать данный подход к оценке скорости накопления осадков, ибо, строго говоря, вся толща турбидитов формируется как наложение суспензионно-потокового седиментогенеза на нормальный пелагический седиментогенез: иными словами, толща турбидитов накапливается как бы в паузы седиментации. На многочисленных фактических материалах по современным и древним турбидитам такой механизм седиментогенеза обоснован в монографиях автора [287, 288, 290, 292].

Когда появились работы по тектонике плит и геофизики опубликовали первые данные о скоростях спрединга и субдукции (измеряемых сантиметрами в год), то геологи, пытаясь соотнести известные им значения скоростей осадконакопления с вновь полученными сведениями о скоростях движения плит, по-прежнему оперировали изменениями скорости в единицах Бубнова, не делая попыток привести сравниваемые значения к общему знаменателю. Легко понять, что такой подход порождает ряд недоразумений, мешающих изучению действительной роли седиментологических процессов в разных моделях субдукции и приводящих к неверной оценке их значимости. Приведем для иллюстрации этого положения несколько характерных примеров, не повторяя описания литологического состава осадков, вскрытых скважинами глубоководного бурения.

Осадки дна Алеутского желоба имеют голоценовый возраст, их мощность достигает 2000, а иногда и 3000 м. Скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутский желоб, по оценке К. Ле Пишона и др. [195], составляет 4—5 см/год, а по оценке В. Вакье [47] — даже 7 см/год.

Скорость осадконакопления в желобе, если ее измерять в единицах Бубнова, интерпретируется как аномально высокая («лавинная», по А. П. Лисицыну): 2000—3000 м/10^6 лет. Если же скорости осадконакопления выразить в тех же единицах, что и скорость субдукции, то получим 0,2—0,35 см/год, а для периодов межледниковья еще на порядок ниже: 0,02—0,035 см/год. И все же темпы накопления осадков в Алеутском желобе (в каких бы единицах мы их ни измеряли) очень высоки. Р. фон Хюне [388] справедливо отмечает, что желоба западной окраины Тихого океана, для которых характерен осадочный чехол дна мощностью более 500 м, несомненно находились в зоне влияния высокоширотных оледенений побережий. Значительное влияние оказывают и дельты крупных рек, впадающих в океан в районе желоба.

Таким образом, то, что для литологов считается «лавинной» скоростью осадконакопления, оказывается почти на два порядка ниже скоростей поддвига плиты. Если эти данные справедливы и если их соотнести с моделью монотонной (лобовой) субдукции, то становится ясно, что при такой трактовке механизма поддвига осадки просто не успевали бы накапливаться и по крайней мере осевая часть желоба должна была бы быть полностью свободной от осадочного покрова. Между тем его мощность в северо-восточной части Алеутского желоба достигает, как мы уже отметили, 3000 м.

Скв. 436 была пробурена на внешнем склоне Японского желоба. Из разреза скважины нас будет интересовать только пачка глин мощностью 20 м, вскрытых на глубине 360 м. Их возраст оценивается в 40—50 млн лет (от среднего миоцена до начала палеогена). Нетрудно подсчитать, что скорость формирования этих отложений была ничтожно малой: 0,44 м/10^6 лет (0,000044 см/год, или 0,5 мкм/год). Чтобы зримо представить себе эту цифру, достаточно сказать, что в обычной городской квартире в зимние месяцы (при закрытых окнах) такой слой пыли накапливается за неделю. Ясно теперь, сколь чисты от кластических взвесей глубоководные зоны океанов и сколь при этом громадна созидательная роль геологического времени, способного при таких исчезающе малых скоростях осадконакопления зафиксировать в разрезе через 45 млн лет толщу глин мощностью 20 м.

Столь же низкие скорости осадконакопления отмечены и на океаническом склоне Курило-Камчатского желоба (скв. 303), где они составляют от 0,5 до 16 м/10^6 лет, т. е. от 0,00005 до 0,0016 см/год. Тот же порядок чисел сохраняется и для других желобов Тихоокеанского кольца. Увеличение скорости накопления осадков на внутренних склонах желобов до первых сотен метров за миллион лет, как легко понять, не меняет соотношения двух скоростных характеристик: накопления осадков и поддвига океанической плиты. Они и в этом случае различаются минимум на два порядка (наименьшие значения скорости субдукции — от 4 до 6 см/год — отмечены для желобов Японского, Кермадек, Алеутского и Новогебридского [195, 298], а наибольшие — от 7 до 10 см/год — для Курило-Камчатского, Новогвинейского, Тонга, Перуанско-Чилийского и Центральноамериканского [195, 502]. Помимо этого, установлено, что скорость конвергенции северных и восточных окраин Тихого океана увеличивалась от 10 (от 140 до 80 млн лет назад) до 15—20 см/год (между 80 и 45 млн лет назад), затем упала до 5 см/год. Та же тенденция отмечена и для запада Тихоокеанского кольца.

Может показаться, что есть корреляция между временем существования субдукционной зоны и мощностью осадочного покрова на дне желобов. Однако фактический материал опровергает и это предположение. Так, время функционирования Новогебридской субдукционной зоны всего 3 млн лет, а мощность осадков в желобе 600 м. Марианская субдукционная зона и зона Тонга существуют уже около 45 млн лет, но и в них мощность осадков только 400 м [460]. Скорости же субдукции в этих зонах близки. Следовательно, надо искать новый эффективный механизм, который бы связал эти (и многие другие) характеристики.

Пока ясно одно: *осадки в желобе могут сохраняться только в том случае, когда скорость осадконакопления существенно выше скорости субдукции.* В ситуации, которую пытались осмыслить геологи, соотношение этих величин оценивалось как прямо противоположное. В этом и заключается суть «седиментологического парадокса субдукции».

Разрешить этот парадокс можно единственным образом: при оценке скоростей осадконакопления не абстрагироваться от генетического типа отложений, ибо не для всех толщ, повторяем, применима обычная арифметическая процедура, используемая для вычисления скорости осадконакопления: отношение мощности толщи (в метрах) к стратиграфическому объему времени (в миллионах лет). Более того, автор уже неоднократно отмечал [285, 286], что к турбидитам эта процедура неприменима совсем, поскольку она дает не просто приближенную, а абсолютно неверную оценку скорости накопления осадков*. Следовательно, для того чтобы в осевой части желобов осадки сохранялись и имели к тому же горизонтальное залегание, несмотря на поддвигание океанической плиты, необходимо и достаточно, чтобы скорость осадконакопления была значительно выше скорости субдукции, а это может быть только тогда, когда осадконакопление в желобе реализуется в инъективном режиме циклоседиментогенеза [289]. Следствием этой своеобразной седиментологической теоремы являются исключительная молодость осадков дна всех глубоководных желобов, возраст которых обычно не превышает плейстоценовый [298]. Этот же механизм дает возможность объяснить наличие высококарбонатных осадков на глубинах, заведомо превышающих критическую для растворения карбонатного материала.

Прежде чем разобраться во втором из поставленных нами вопросов (о нарушении нормальной стратиграфической последовательности осадков в основании континентального склона желоба), необходимо отметить следующее обстоятельство, над которым, вероятно, задумывались многие, пытавшиеся анализировать механизм субдукции. Действительно, если процесс поддвига (с позиций кинематики) протекает во всех желобах сходно и если при этом он сопровождается соскребыванием осадков с погружающейся плиты, то аккреционные призмы должны фиксироваться у подножия внутренних склонов всех без исключения желобов. Однако глубоководное бурение не установило наличия таких призм во всех желобах [242, т. 2]. Пытаясь объяснить этот факт, французский ученый Ж. Обуэн [410] пред-

---

* Н. Б. Вассоевич [51] на материале послойно описанных разрезов флиша Юго-Восточного Кавказа подсчитал, что на образование одного флишевого цикла затрачено 500—5000 лет. Если трактовать генезис флиша (турбидитов) с современных позиций, то эти данные означают не время образования одного флишевого цикла, а *продолжительность пауз* в седиментации между двумя смежными мутьевыми потоками, способными перенести такой объем кластики, чтобы после уплотнения в разрезе зафиксировались циклы мощностью в несколько сантиметров.

положил, что существуют два типа активных окраин: окраины с преобладанием сжимающих напряжений и с проявлением активной аккреции и окраины, для которых более характерны растягивающие напряжения и почти полное отсутствие аккреции осадков. Это два крайних полюса, между которыми можно поместить практически все известные на сегодня конвергирующие системы, если принять во внимание такие их важнейшие характеристики, как угол наклона зоны ВЗБ, возраст океанической коры, скорость субдукции и мощность осадков на океанической плите. Ж. Обуэн полагает, что системы дуга—желоб ближе к первому типу, а андийский вид окраины — ко второму. Однако, повторяем, это не более чем грубое приближение, ибо реальные ситуации в конкретных зонах поддвига зависят от многих факторов, и потому могут встречаться самые разнообразные соотношения в системах как западной, так и восточной окраин Тихоокеанского кольца. Так, В. Е. Хаин [375] еще до того, как Ж. Обуэн выделил эти два крайних случая, справедливо заметил, что Алеутский, Нанкайский и Зондский профили лишь частично подтвердили модель аккреции, тогда как профили через Марианский и Центральноамериканский (в районе Гватемалы) желоба аккреционной призмы не обнаружили [410]. Какие из этого следуют выводы?

Скорее всего, призмы осадков (там, где они несомненно есть) не всегда являются результатом только соскребывания отложений с океанической плиты, тем более что по составу осадки этих призм не соответствуют осадкам открытого океана [233]. Кроме того, несомненное отсутствие таких призм (например, в Центральноамериканском желобе) дает основание не считать соскребывание осадков седиментологически универсальным для субдукции процессом, что в явном виде следует и из разобранной нами «модели смазки» О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского [333]. Иными словами, кроме аккреции осадков в конвергирующих системах должен проявляться какой-то более общий седиментологический процесс, ведущий к формированию призмы осадков в основании континентального склона желоба.

Мы уже указывали, что осадки основания континентального склона желобов сильно уплотнены, смяты в сложную систему складок, зачастую в них нарушается возрастная последовательность слоев, причем все эти осадки имеют явно турбидитовый генезис. Именно эти факты в первую очередь требуют убедительного объяснения. Помимо этого, в пределах аккреционной призмы (там, где ее наличие несомненно доказано) установлено омоложение осадков вниз по разрезу по направлению к желобу [242, т. 2]. Это свидетельствует не только о том, что каждая последующая сдираемая с океанической плиты пластина осадков как бы подсовывается под предыдущую, но и о своеобразной кинематике процесса поддвига, согласно которой очередной импульс субдукции сопровождается миграцией оси желоба в сторону океана с одновременным расширением шельфовой зоны континентального склона и прогибанием его основания, что и дает в целом возможность реализоваться данному механизму. При более детальном изучении строения аккреционных призм (Японский и Центральноамериканский желоба) выяснилось также, что закономерности изменения возраста отдельных пластин более сложные: установлено, в частности, двух-трехкратное появление одновозрастных пачек среди осадков как более молодых, так и более древних. Этот факт уже не объяснить с помощью механизма чистой аккреции. Вероятно, ведущую роль здесь играют процессы, приводящие к смещению частично лити-

фицированных масс осадков, которые имеют место непосредственно в пределах континентального склона желоба. Следует учесть и то обстоятельство, что сам механизм уплотнения осадков в пределах аккреционной призмы также имеет свою специфику, заключающуюся в частности в том, что стрессовые напряжения, которыми сопровождается субдукционный процесс, приводят к резкому сокращению порового пространства и выжиманию флюидов в верхние горизонты осадков, где они служат источником карбонатного цемента. Происходит как бы расслаивание призмы на разноуплотненные пачки пород, что в дальнейшем способствует деформации пород в складки, расчлененные на пласты со сланцеватым кливажем. Подобное явление имело место в кодьякской свите позднемеловых, палеоценовых и эоценовых турбидитов, обнаженных в зал. Аляска между Алеутским желобом и активной вулканической дугой на п-ове Аляска [501]. А. П. Лисицын [197, с. 170] отмечает, что аккреционная призма в районе Алеутского желоба разбита разломами на отдельные блоки, причем движение этих блоков соответствует (в первом приближении) неровностям подстилающей коры, они как бы «отслеживают» все крупные неровности рельефа поверхности океанической плиты.

Наиболее обстоятельно изучена аккреционная призма в районе Антильской островной дуги (о. Барбадос), чему посвящены были два специальных рейса НИС «Гломар Челленджер» (№ 78-А) и «Джоидес резольюшн» (№ 110). Восточно-Карибская активная окраина здесь выражена следующими структурами: о. Барбадос, трактуемый как преддуговой хребет,→впадина Тобаго (междуговая)→о. Св. Винсента (активная вулканическая дуга)→впадина Гренада (тыловодужная, окраинная)→хр. Авес (отмершая вулканическая дуга). Здесь с зоной субдукции сближены мощные осадочные накопления ПКВ Ориноко и частично перемещаемые осадки из устья Амазонки. Глубоководные скв. 670—676 (рейс № 110) вблизи фронта активных деформаций подтвердили наличие здесь мощной аккреционной призмы, состоящей из надвинутых впадин неогеновых глубоководных отложений, сорванных со слабодеформированного океанического комплекса кампан-олигоцена. Зона срыва сложена аргиллитами верхнего олигоцена—нижнего миоцена и наклонена к западу. Непосредственно над зоной срыва вскрыта серия более крутых чешуйчатых надвигов. Суммарная мощность вскрытого бурением разреза от 310 до 691 м. В его основании залегают кремнистые аргиллиты нижнего—среднего эоцена. Выше — глинистые осадки, известковистые турбидиты, косослойчатые глауконитовые песчаники среднего—верхнего эоцена, тонкослоистые аргиллиты и карбонатные породы олигоцена, кремнистые радиоляриевые аргиллиты, известковистые аргиллиты и биогенные карбонатные осадки нижнего миоцена—плейстоцена. Характерное явление здесь — латеральная миграция флюидов как в самом теле аккреционной призмы (хлориды), так и с океанической стороны фронта деформаций (метан). Подчеркнем также, что на нескольких уровнях выявлено *повторение в разрезе литологически однотипных и одновозрастных пачек пород* [383].

В дополнение к тому, что уже известно о тектоническом строении желобов, отметим: в пределах подводной погруженной террасы в средней части внутреннего склона Японского и других желобов происходили активные тектонические процессы, свидетельствующие, с одной стороны, о значительных горизонтальных смещениях блоков, а с другой — об активных вертикальных подвижках, приводивших к сравнительно быстрой

смене батиметрических условий осадконакопления. Аналогичное явление было установлено и в Перуанско-Чилийском желобе, где скорости вертикальных смещений блоков достигают 14—22 см/год [491].

Детальные геофизические исследования Японского желоба показали, что его внутренний и внешний борта представляют собой сложную систему блоков, контактирующих по разломам [355]. Блоки эти испытывают подвижки различной амплитуды. Существенны при этом последовательность формирования разломов, поведение блоков коры на разных этапах поддвига и, что самое главное (для нашей цели), отражение всех этих процессов в осадочном чехле глубоководного желоба. Позиция японских геофизиков Ц. Шики и Ю. Мисава [392, с. 99], считающих, что, поскольку концепция субдукции в своей основе «обширна и носит глобальный характер», в модели такого масштаба «осадки и осадочные тела могут не приниматься во внимание», представляется крайней.

Как раз наоборот, только через особенности механизма заполнения осадками бассейнов на склонах желобов и самих желобов можно уяснить и тонкие детали субдукции, которые в противном случае будут просто не замечены исследователями. Образно говоря, осадки позволяют сделать слепок с желоба и тем самым не только понять детали его внутреннего строения, но и более обоснованно восстановить процессы, приведшие к его формированию.

Механизм скучивания осадков в основании континентального склона представляется следующим* [291, 292]. В начальную фазу субдукции — при заложении глубоководного желоба в результате столкновения континентальной и океанической плит — в основании континентального склона происходит разрыв сплошности коры (рис. I.18, *а*); по разлому кора проседает в направлении оси желоба и осадки с верхней ступени (террасы) сползают вниз (рис. I.18, *б*). На нижней ступени будет фиксироваться стратиграфически инверсионное залегание пачек слоев (*1*, *2*, *1*, *2*). В фазу относительно спокойного поддвига, когда возникающие в зоне субдукции напряжения не превышают предела прочности континентальной литосферы, на внутреннем склоне желоба идет накопление осадков: от прибрежно-морских до глубоководных (рис. I.18, *б*, пачки *3* и *4*), а в бассейне на нижней террасе — турбидитов.

Затем при новом активном импульсе субдукции ось желоба смещается в сторону океана и в основании внутреннего склона образуется новый разлом, по которому осадки с верхней террасы сползают вниз (рис. I.18, *в*), а часть прибрежно-морских мелководных накоплений оказывается на второй террасе. В основание внутреннего склона желоба сползает новая порция еще недостаточно уплотненных осадков, которые в процессе движения вниз по неровному рельефу склона скучиваются, сминаются в складки и т. д. Происходит очередное наращивание призмы в основании континентального склона.

У большинства желобов на континентальном склоне выделяются три морфологически выраженные ступени — террасы [315]. Следовательно, если наша схема справедлива, то в процессе существования субдукционной зоны, по крайней мере, трижды происходили крупные структурные перестройки, сопровождавшиеся продвижением желоба в сторону океана и образованием разломов на его внутреннем склоне. Заключительная фаза этого

*Приводимая нами модель не отрицает разработанные ранее схемы. Она лишь дополняет их, объясняя, в частности, стратиграфическую инверсию отдельных пачек осадочных пород.

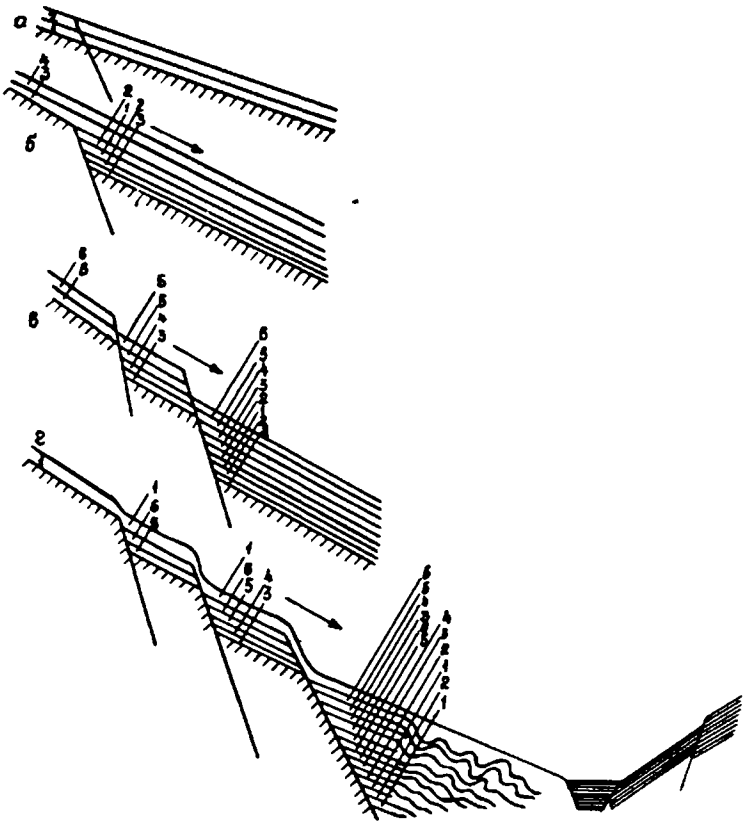


Рис. 1.18. Принципиальная схема образования осадочной призмы в основании внутреннего склона желоба со стратиграфической инверсией осадочных комплексов [291].

Горизонтальное залегание осадков показано условно для упрощения схемы. *1—6* — пачки.

процесса показана на рис. 1.18, *г*: призма осадков в основании континентального склона сформирована. В ней трижды (согласно этой упрощенной схеме) нарушается стратиграфическая последовательность слоев.

Происходит этот процесс так или несколько иначе, главным является то, что в тех случаях, когда удалось разбурить основание континентального склона (Японский и Центральноамериканский желоба), действительно оказалось, что здесь нарушена нормальная стратиграфическая последовательность пород; они в значительно большей мере, чем синхронные им отложения внешнего склона, уплотнены, и, что самое главное, эти отложения ничем не напоминают пелагические осадки океанического склона желоба. Становятся объяснимыми также значительные вертикальные подвижки, в результате которых заведомо мелководные отложения оказываются погребенными на глубинах в несколько тысяч метров.

Прежде чем переходить к модельному обоснованию индикационного ряда осадочных формаций глубоководных желобов, необходимо обратить внимание на одно важное обстоятельство, ранее геологами не учитыва-

вшееся. Между тем оно с очевидностью вытекает из тех тектоно-геофизических предпосылок субдукции, которые являются фундаментальными характеристиками этого процесса и которые мы положили в основу своей седиментологически состоятельной модели субдукции. Имеется в виду тот факт, что *современные глубоководные желоба не являются осадочными (аккумулятивными) бассейнами в строгом смысле слова, а представляют собой лишь морфологически выраженную в рельефе океанического дна реакцию земной коры на процесс субдукции.* Мы уже знаем, что пододвигание океанической коры под континент маркируется сейсмофокальной зоной, в точке перегиба которой и располагается глубоководный желоб; что сама субдукция — процесс импульсивный и каждому очередному импульсу субдукции соответствует скачкообразная миграция оси желоба в сторону океана; что осадки в желобе успевают накапливаться только благодаря тому, что скорость отложения турбидитов значительно превосходит скорость погружения океанической плиты, но основная их масса уходит вместе с пододвигаемой плитой в более глубокие горизонты литосферы либо сдирается выступом континентальной плиты и сгруживается в основание континентального склона желоба. Именно этими обстоятельствами объясняется тот факт, что, несмотря на длительное (десятки миллионов лет) существование большинства субдукционных зон, возраст осадочного выполнения днища желобов не превышает плейстоценовый. Современные желоба, таким образом, не фиксируют в осадочной летописи все этапы субдукции и потому с позиций седиментологии не могут рассматриваться как осадочные бассейны. Если же их все же считать таковыми, то желоба — это весьма своеобразные бассейны: бассейны с «дырявым» дном. И лишь когда процесс субдукции прекращается*, сейсмофокальная зона блокируется континентом или микроконтинентом, позиция глубоководного желоба становится стабильной, и он начинает выполняться осадочными комплексами уже как полноценный осадочный бассейн. Именно эта фаза его существования сохраняется в геологической летописи, и именно образованный в этот период ряд осадочных формаций может рассматриваться как индикационный для глубоководных желобов зон субдукции.

Перейдем к его описанию. Заметим сразу, что речь пойдет о тектоно-седиментологическом обосновании классического ряда тонкоритмичных терригенных формаций: аспидная формация→флиш→морская моласса. Ряд этот (вслед за М. Бертраном) эмпирически обосновал Н. Б. Вассоевич на материале мел-палеогенового флиша Кавказа, сделав, кстати, примечательный вывод: поскольку в этом ряду наиболее молодыми (в непрерывном разрезе) оказываются отложения нижней (морской) молассы, то современная эпоха является преимущественно эпохой молассонакопления; новый этап образования флиша еще не наступил, а старый давно закончился. Вывод этот оказался неверным.

Б. М. Келлер подтвердил установленную Н. Б. Вассоевичем последовательную смену осадочных формаций флишевого ряда на материале девонских и каменноугольных разрезов Зилаирского синклинория на Южном

*Затухание субдукции можно объяснить с позиций обоснованного И. И. Абрамовичем [1, с. 1184] принципа ограниченной емкости подастеносферной мантии, согласно которому по мере аккумуляции в подастеносферной мантии холодного и вязкого материала субдуцируемой литосферной плиты сокращается возможность продолжения субдукции в прежнем режиме, вплоть до полного ее прекращения в данном месте.

Урале. По Б. М. Келлеру, в этом синклинории последовательно формировались кремнистая формация, аспидная, представляющая собой чередование граувакковых песчаников и сланцев с зачаточной цикличностью флишевого типа (разрезы в бассейне р. Сакмары), и, наконец, отложения морской молассы. Эту же закономерность выявила И. В. Хворова [382]. На Восточном Сихотэ-Алине нижнемеловые (готерив-альбские) флишевые толщи венчаются грубым флишем и морской молассой [208]. В Ануйско-Чуйском синклинории Горного Алтая зелено-фиолетовая аспидная и флишоидная (граувакковая—сланцевая) формации сменяются черносланцевой (аспидной), за которой следует субфлишевая толща, затем (выше по разрезу) — нижняя моласса. Венчают эту последовательность осадочно-вулканогенные отложения континентальной молассы [60]. М. Г. Леонов [192] установил, что на Кавказе на морскую молассу позднего эоцена шарьированы более древние флишевые комплексы. В позднем эоцене Закавказский массив медленно мигрировал в северном направлении, вследствие чего в разрезе фиксировались все более грубозернистые разности осадков, турбидиты становились все более песчанистыми. То же явление, только чуть смещенное во времени, отмечается в Австрийских и Швейцарских Альпах, а также на Апеннинском полуострове. В частности, как турбидитовая последовательность фаций глубоководного желоба интерпретируется верхнемеловая формация Антола, развитая в Северных Апеннинах. В ней фиксируется отчетливое погрубение осадков вверх по разрезу [500].

Отчетливое погрубение турбидитовых комплексов вверх по разрезу отмечается в Дальнегорском рудном районе (Приморье). Оно естественным образом сопровождается постепенным «обмелением» фаунистических комплексов. А. М. Пересторонин [260], изучавший эти отложения, отмечает, что особенностью разреза аллохтонных пластин является постепенная смена (снизу—вверх) глубоководных кремнистых отложений с радиоляриями сначала алевролитовыми, а затем мелководными песчаниками с берриас-валанжинской флорой. Аналогичная тенденция в смене турбидитовых комплексов установлена в формации зал. Камберленд на о. Св. Георгия. Она сложена позднеюрскими—раннемеловыми турбидитами суммарной мощностью около 8 км. Литофациальная специфика этой формации в том, что вверх по разрезу фиксируются погрубение кластического материала в пределах единичных циклов и увеличение мощности самих циклов [509]. Интересующий нас ряд флиш→морская моласса→континентальная моласса выделяется и в Западно-Карпатском бассейне олигоцен-миоценового возраста. На Западном Урале верхнепалеозойский флишевый комплекс делится на три последовательно сменяющие друг друга в разрезе формации: флиш (C_2)→нижняя моласса (C_3—P_1)→верхняя моласса (P_2—T). Причем тонкоритмичные дистальные турбидиты развиты в нижней части разреза.

Таким образом, эмпирически установленная закономерность последовательного появления в разрезе все более грубозернистых разностей толщ флишевого ряда требует литогеодинамического обоснования. Предлагаемая нами модель [293, 294] опирается на следующие допущения.

1. Из всего многообразия современных обстановок турбидитонакопления геологически значимыми (отложения этих зон устойчиво сохраняются в геологической летописи) оказываются геодинамические обстановки краевых частей (и стыка) литосферных плит. Это — континентальное подножие пассивных окраин континентов, а также глубоководные желоба активных окраин. Здесь реализуется механизм лавинной седиментации.

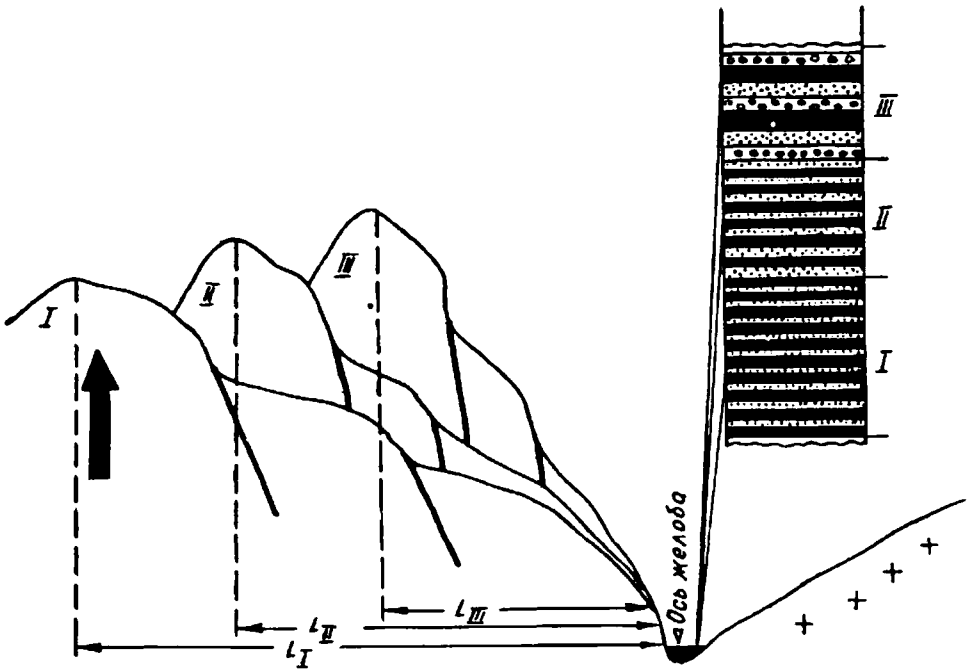


Рис. 1.19. Графическая иллюстрация литогеодинамической модели образования индикационного ряда осадочных формаций глубоководного желоба в завершающую фазу субдукции [294].

I — аспидная формация; *II* — флиш; *III* — нижняя (морская) моласса.

С позиций геодинамики активная окраина соответствует обстановке субдукции океанической коры.

2. Седиментологический контроль субдукции, детально разобранный в предыдущих работах автора [291, 292], гарантирует, что основным генетическим типом отложений, выполняющих днища желобов и бассейны-террасы на их континентальном склоне, являются турбидиты.

3. По всей вероятности, последовательно сменяющиеся толщи, близкие по литологическому составу и строению элементарных седиментационных циклов, фиксируют не разные, хотя и зависящие друг от друга седиментационные процессы, а длительные этапы развития *единого* процесса циклогенеза, который реализуется в инъективном режиме [289], но вследствие изменений глубин бассейна и интенсивности сноса обломочного материала на разных стадиях развития фиксирует в разрезах циклы, различающиеся мощностями и зернистостью отложений.

4. Установленный Н. Б. Вассоевичем эмпирический ряд вовсе необязательно должен быть максимально полно выраженным. Например, триас-юрские аспидные толщи таврической серии Крыма, верхнемеловой флиш Центрального и Северо-Западного Кавказа и т. д.

Суть предлагаемой нами литогеодинамической модели наглядно иллюстрирует рис. 1.19, а громадная литература, характеризующая условия зарождения, движения и разгрузки плотностных (мутьевых) потоков, а также состав и строение образуемых ими тел турбидитов, дает право не останавливаться подробно на этих вопросах.

В зонах субдукции поглощение океанической плиты всегда сопровождается ростом напряжений сжатия и приводит к повышенному разогреву тыловых частей этих зон, благодаря чему происходит изостатическое всплывание окраины континента с сильно расчлененным горным рельефом. Причем, если сам процесс поддвига океанической плиты происходит импульсивно и очередной импульс субдукции сопровождается миграцией оси желоба в сторону океана, то вместе с прекращением субдукции фиксируется в окончательном положении и глубоководный желоб, а спад напряжений сжатия и изостатическое всплывание тыловых частей зон субдукции также осуществляется волнообразно — от континента к океану. Если теперь сопоставить эти данные с тем, что строение (морфология) прилегающей суши остается практически неизменным, меняются лишь длина трассы перемещения плотностных потоков и уклон дна подводящих каньонов (длина максимальна, а уклон дна, напротив, минимальный в фазу всплывания *I*, а в заключительную фазу *III* соотношение этих величин меняется на противоположное), то седиментологический аспект проблемы становится ясным: при непрерывном во времени развитии этого процесса отложения тонкоритмичных дистальных турбидитов (аспидная формация) должны переходить в проксимальные песчанистые турбидиты (флиш и различные его структурно-литологические модификации), а те в свою очередь сменяются циклами более грубозернистых проксимальных турбидитов и флюксотурбидитов, более известных в нашей отечественной литературе как циклы морской молассы.

Заметим, кстати, что на Кавказе этот волнообразно развивающийся процесс зафиксирован не только в направленной смене по разрезу литологически различных типов флиша, но и в последовательном омоложении вмещающих их тектоно-седиментационных структур. Так, в Локско-Карабахской зоне отчетливо преобразованы допозднемеловые складки, в Аджаро-Триалетской — складки, заложенные в раннепиренейскую и более молодые фазы. В районе Грузинской Глыбы складки имеют еще более молодой возраст. Постпалеогеновыми являются структурные преобразования отложений в районе Западной Абхазии и на Северо-Западном Кавказе.

Если проанализировать материал по кавказским турбидитовым комплексам более подробно [203], то мы неизбежно придем к выводу о том, что весь латеральный ряд тектонических единиц от края Малокавказского океанического бассейна до Северо-Кавказской плиты вполне укладывается в представление о сложнопостроенной континентальной окраине, которая начиная с байоса обнаруживала признаки активного субдукционного режима. При этом ось активного вулканизма постепенно смещалась в северном направлении.

На миграцию оси субдукционной зоны обязаны реагировать и образующиеся здесь комплексы турбидитов. Иными словами, в палеозонах субдукции должен фиксироваться «прилипший» к континенту латеральный ряд турбидитовых формаций, возраст которых направленно удревняется в сторону заложения зоны субдукции. Так, в бассейне р. Аракс (юго-восточная часть Малого Кавказа) турбидитовые комплексы удревняются с запада на восток [304]. Одновременно в том же направлении идет уменьшение глубины турбидитонакопления. Если по берегам рек Раздан и Азат отложения верхнего эоцена представлены умеренно глубоководными турбидитами, то к востоку (реки Арпа, Нахичеванчай, Воротан и др.) они сменяются мелководными осадками.

Можно заключить, что смена формаций в ряду аспидная формация→флиш→моласса фиксирует не разные режимы циклогенеза, а лишь описанные нами изменения литогеодинамических условий в источнике сноса обломочного материала, накладывающиеся на непрерывный процесс седиментогенеза в глубоководном желобе. Отложения молассовой формации завершают, таким образом, полную седиментологическую эволюцию желобов.

Интересно, что в процессе глубоководного бурения удалось получить данные, которые фактически подтверждают механизм заполнения желобов обломочными осадками, грубеющими вверх по разрезу. Скв. 298 была пробурена в Нанкайском троге, входящем в ту часть зоны субдукции, в пределах которой происходит медленное поддвигание Филиппинской плиты под Азиатскую. Скважина прошла 525 м четвертичных осадков, представляющих собой тонкоритмичные дистальные турбидиты терригенного состава. На этих материалах впервые установлено для фаций современных глубоководных желобов увеличение размеров зерен осадков вверх по разрезу. В свете всей известной на сегодняшний день информации этот факт можно считать характерным для осадков любых глубоководных желобов, фиксирующих завершающую фазу поддвига океанической плиты. Что же касается диагностики зон палеосубдукции геологического прошлого, то он даже более информативен, чем текстуры течений и присутствие в разрезе несомненных турбидитов.

Подчеркнем, если турбидитовые комплексы могут формироваться в разных структурно-морфологических обстановках океана, то желоба после прекращения субдукции всегда заполняются грубеющими вверх по разрезу отложениями турбидитов, фиксирующих последовательную смену формаций: аспидная (дистальные турбидиты)→флиш (дистальные и проксимальные турбидиты)→морская моласса (проксимальные турбидиты и флюксотурбидиты). Причем важно и то, что *обратная последовательность генетически невозможна.*

I.3.3.2б. Преддуговые и междуговые бассейны

С позиций литогеодинамики как преддуговой, так и междуговой бассейны трактуются как составные элементы единой субдукционной системы, поэтому построение седиментологически обоснованных индикационных рядов осадочных формаций определяется их «структурной самостоятельностью» в этом процессе. Вся имеющаяся на сегодняшний день информация, касающаяся интерпретации механизма субдукции, позволяет считать оба рассматриваемых нами класса бассейнов седиментологически равнозначными, что означает принципиальное сходство индикационных рядов осадочных формаций для преддуговых и междуговых бассейнов. При региональных геодинамических реконструкциях эти типы бассейнов иногда все же различают, но это удается сделать только при тщательной расшифровке структур с привлечением геофизической и петрологической информации [1].

Необходимо сделать еще одно замечание общего характера. Оно касается интерпретации природы так называемой авулканической дуги. Мы уже знаем, что субдукция океанической литосферы реализуется импульсивно, т. е. каждый импульс поддвига сопровождается «перескоком» оси желоба в направлении океана. Следствием этого оказывается и неизбежное смещение в том же направлении аккреционной призмы осадков, которая

чаще всего и трактуется как своеобразная авулканическая дуга. Поэтому ее рельефность в структуре активной окраины зависит как от мощности хаотически нагроможденных осадочных комплексов, составляющих тело аккреционной призмы, так и от темпов пелагического седиментогенеза и интенсивности вулканизма, продукты которых часто с угловым несогласием ложатся на отложения аккреционной призмы. Тогда задача по выделению междугового бассейна становится практически неразрешимой.

Итак, хотя к преддуговым осадочным бассейнам мы отнесли пространство между вулканической дугой и глубоководным желобом, тем не менее осадки устойчиво накапливаются только в изолированных друг от друга сравнительно нешироких депрессиях, ориентированных приблизительно параллельно фронту вулканической дуги. Ширина таких бассейнов обычно не превышает 50—100 км, зато примерная длина достигает 1000 км и более. Мощность осадочных толщ в преддуговых бассейнах чаще всего не превышает 4—6, но иногда может составлять 10—12 км [230]. А. Х. Г. Митчелл и Х. Г. Рединг [242, т. 2] указывают, что наиболее известный пример такого бассейна — это район «промежуточной впадины» в Зондской островной дуге. Он расположен между магматической дугой Бирма — Суматра — Ява и внешней дугой Индобирманские хребты — острова Андаманские, Никобарские — Ментавай. В разных частях этого протяженного бассейна мощности осадочного выполнения колеблются от 4 (к западу от Суматры, возраст отложений постолигоценовый) до 12 км (под дельтой р. Иравади, осадки от позднего мела до плиоцена). В качестве преддугового трактуется бассейн Рюкю, являющийся продолжением цепи преддуговых бассейнов Юго-Западной Японии. Располагается он между дугой Рюкю и желобом Рюкю на глубине до 2000 м и протягивается с северо-востока на юго-запад на 1200 км. Это — узкая депрессия шириной 50—100 и протяженностью до 500 км, разделенная поперечными поднятиями фундамента [146].

На активных окраинах андийского типа преддуговые бассейны выделяются на шельфе вдоль побережья Эквадора, Перу и Чили. Они сложены осадками третичного возраста, мощность которых достигает 10 км. Это — бассейны Арака и Икике к востоку от Перуанско-Чилийского желоба [230]. Диапазон изменения фаций значителен: от глубоководных морских до континентальных. Характерной особенностью этих бассейнов является то, что они заложены на континентальной коре, в них не отмечаются признаки расширения, а их углубление связано не столько с собственным прогибанием по мере накопления осадочных толщ, сколько с вертикальным изостатическим подъемом окраины континента.

У. Диккинсон и Д. Сили [433], проанализовав все известные примеры преддуговых бассейнов, разделили их на четыре группы (рис. I.20): 1) шельфовые (на шельфе Центральноамериканского желоба, в районе Гватемалы и Никарагуа, а также на шельфе Перуанско-Чилийского желоба в районе Перу); 2) склоновые, подразделяемые на простые [желоба Новобританский, Новогебридский (южный) и Соломоновых островов] и запрокинутые (back-tilted) (желоба Тонга, Рюкю, Марианский, Новогебридский); 3) террасированные, которые делятся на три группы: а) запруженные, заполненные осадками (Западно-Алеутский желоб — Алеутская терраса, желоб Кермадек — равнина Раукумара); б) запруженные, незаполненные осадками (желоба Западный Лузонский — Манильский) и в) чешуйчатые (Орегон-Вашингтонский — о. Ванкувер); 4) межгребневые, подразделяемые также на три разновидности: а) ограниченные узким хребтом (авулканической дугой)

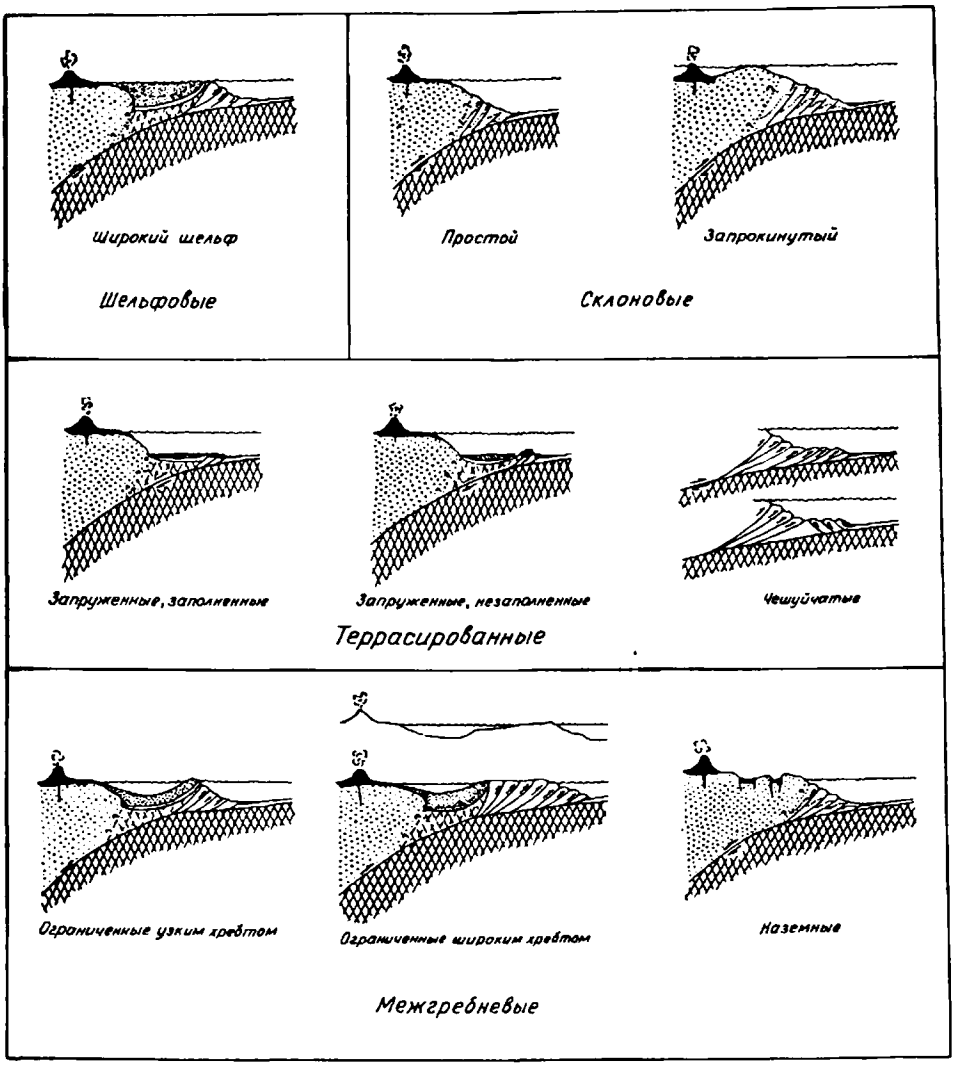


Рис. 1.20. Основные типы преддуговых бассейнов [433].

(Суматра — Ментавай, Малые Антилы — Барбадос, Андаманские — Никобарские острова); б) ограниченные широким хребтом (авулканической дугой) (восточная часть Алеутского желоба — зал. Кука); в) наземные (Мексика, Перу и Чили).

Ясно, что наличие в субдукционной зоне одного из конкретных видов преддуговых бассейнов зависит от многих факторов. Важнейшими из них являются следующие: а) начальная геоисторическая ситуация, т. е. структурно-геодинамические особенности зоны поддвига; б) мощность осадочного покрова на субдукцирующейся плите. Если мощность осадков превышает 400 м, то, как следует из модели О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского [333], они будут сдираться выступом континентальной плиты и откладываться в основании континентального склона глубоководного желоба, наращивая аккреционную призму осадков; в) скорость поставки осадков

в желоб, которая складывается из скорости инъективного (суспензионно-потокового) и пелагического седиментогенеза. Этот фактор подробно проанализирован нами в предыдущем разделе; г) скорость поступления осадков в пространство между вулканической дугой и желобом. Она складывается из скоростей вулканогенно-осадочного, суспензионно-потокового и пелагического седиментогенеза; д) скорость и направление субдукции; е) время существования субдукционной зоны.

Выделение междуговых бассейнов, как мы уже отметили, наиболее проблематично. С определенными оговорками к междуговым можно отнести бассейны, расположенные между вулканической дугой и узким (или широким) гребнем отмершей (авулканической) дуги. Это так называемые межгребневые бассейны по классификации У. Диккинсона и Д. Сили [433] (рис. I.20). К междуговому бассейну Г. Л. Кириллова [146] отнесла трог Окинава, проанализировав своеобразный латеральный ряд осадочных бассейнов Восточно-Китайского моря: от окраинно-континентального шельфового бассейна через интрадуговой (междуговой) трог Окинава к цепи преддуговых бассейнов Рюкю. Хотя сама же признала, что такая интерпретация трога Окинава следует только из предположения о двух фазах рифтинга Южно-Японской вулканической дуги. Бо́льшая же часть исследователей относит трог Окинава к бассейнам задугового типа. Такого же мнения придерживается И. В. Хворова [383], считающая, что междуговые бассейны с равным успехом можно связывать и с островодужными поднятиями, и с окраинными морями. Между тем трог Окинава — бассейн достаточно крупный: его протяженность 1300 при ширине 200—250 км. Мощность осадочного покрова резко падает в южном направлении (глубина на севере 600—800, тогда как на юге она колеблется от 1000 до 2300 м). С запада трог Окинава граничит с Синьцзи-Тайваньским складчатым поясом по системе разломов Тунгхай, а на востоке системой разломов Рюкю отделяется от дуги Рюкю. Максимальные мощности осадков (до 8—12 км) фиксируются в северной части бассейна. Причем характерно, что все домиоценовые отложения сильно дислоцированы. Это вероятнее всего свидетельствует о том, что домиоценовые комплексы являются погребенной аккреционной призмой, сформированной в ранние фазы субдукционного процесса.

И все же, если признать правомочность выделения междуговых бассейнов даже с учетом сделанных нами оговорок, то их генезис, скорее всего, тесным образом связан как с импульсивным характером субдукции, выражающемся в перескоке фронтальной вулканической дуги вслед за миграцией оси глубоководного желоба в направлении океана и с образованием отмершей (авулканической) дуги в тыловой части субдукционной зоны, так и с процессами новообразования спрединговой оси в центральной части задугового бассейна. Отсутствие в пределах междуговых бассейнов четких систем линейных магнитных аномалий, а также особенности стратиграфии осадочного чехла в пределах междуговых бассейнов (отсутствие линейного тренда омолаживания осадочных комплексов в направлении возможных центров спрединга) позволяют все же считать, что ведущим механизмом формирования данного типа бассейнов является отделение блоков океанической коры в результате заложения новых островных дуг. Иными словами, решающими в данном случае оказываются сами процессы поддвига океанической литосферы со всеми вытекающими отсюда особенностями.

Современные системы «междуговой бассейн — островная дуга» можно подразделить на три типа [487]: а) не требующие для своего образования

импульсов задугового спрединга, с субпараллельными зонами субдукции (системы Огасавара — Иодзима — Нисиситито и Кермадек — Гавр — Колвилл); б) требующие умеренного спрединга в пределах 50—150 км, с различно ориентированными зонами субдукции (системы Марианская, Тонга — Лау); в) междуговые бассейны, претерпевшие в процессе развития некоторое сжатие (Новогебридская система, бассейн Вануату).

Построение индикационных рядов осадочных формаций для преддуговых и междуговых бассейнов вызывает определенные затруднения. Дело в том, что основным источником сноса для них служит вулканическая дуга, которая помимо терригенной кластики поставляет в бассейны вулканогенный материал. Надо учесть еще тот факт, что транспортная подсистема данной системы седиментации регулирует доставку осадочного материала через систему подводных каньонов и каналов, по которым в преддуговой и междуговой бассейны эпизодически стекают плотностные потоки, откладывающие громадные порции терригенной и вулканогенной кластики. В тех районах, где значительный вклад в общий баланс осадочного вещества имеют процессы пелагической седиментации, их отложения (глинистые и карбонатно-глинистые породы) расслаиваются инъекциями мутьевых потоков (турбидитами). Поэтому самой общей характерной чертой осадочных формаций преддуговых и междуговых бассейнов является их ритмичное строение (турбидиты), с характерными для них пачками вулканогенно-осадочных пород. Помимо этого, нижние части разрезов, представленные более древними отложениями, как правило, сильно дислоцированы, ибо они интерпретируются как реликты аккреционного комплекса.

Эти достаточно общие соображения подтверждают и данные глубоководного бурения, пока, к сожалению, немногочисленные. Так, И. В. Хворова [383] по материалам глубоководных скважин, пробуренных в преддуговом бассейне Марианской дуги, выделила специфический фронтально-котловинный комплекс осадков, лежащих с угловым несогласием на сильнодеформированных породах аккреционного комплекса. Преддуговой бассейн, где проводились исследования глубоководными скважинами, имеет ширину до 200 км, его средняя глубина до 4 км. Мощность полого залегающих осадков фронтально-котловинного комплекса до 1,5—6 км. Это — главным образом турбидиты, расслаивающие маломощные отложения пелагических глин. Однако в более удаленных от вулканической дуги районах, а также на ровной поверхности континентального склона, вне подводных каньонов, наиболее характерным типом отложений являются пелагические и гемипелагические илы.

Не вполне ясный тектоно-геофизический механизм образования преддуговых бассейнов не даст возможности теоретически обосновать индикационные ряды осадочных формаций. Однако имеющийся материал по современным бассейнам позволяет все же выявить ряд эмпирических закономерностей в их осадочном выполнении, что может служить первым приближением при диагностике преддуговых палеобассейнов. Этими закономерностями являются следующие.

1. Двухъярусное строение осадочной толщи. Причем нижний ярус — это сильно дислоцированные пачки пород аккреционной призмы, на которые с угловым несогласием ложатся осадки верхнего яруса: пелагические отложения (аргиллиты и алевролиты, нередко окремненные), турбидиты (глинистые и песчанистые), часто с прослоями вулканического пепла, а также пачки вулканокластических пород.

2. Точного порядка следования формаций не отмечается. Самыми надежными диагностическими критериями формаций преддуговых бассейнов являются: а) мощность отложений (от 4—6 до 12 км); б) решающая роль турбидитовых комплексов (нередко окремненных) с частыми оползневыми горизонтами. Причем турбидиты преимущественно терригенные, хотя в верхней части разреза могут наблюдаться и карбонатные; в) обилие вулканокластического материала, тяготеющего к определенным стратиграфическим уровням.

Те же, в первом приближении, закономерности отмечаются и для междуговых бассейнов.

I.3.3.2в. Задуговые (окраинные) бассейны

Этот тип бассейнов также непосредственно связан с обстановками субдукции. Бассейны либо располагаются в тылу активных вулканических дуг, либо являются океаническими фрагментами, продолжающими активную континентальную окраину, вне явной связи с вулканическими дугами. Их тогда называют также малыми океаническими бассейнами, отличительной чертой которых является то, что глубина их, как правило, на 1 км превышает глубину залегания океанической коры того же возраста за пределами бассейна, хотя тепловой поток одинаков [242, т. 2]. К малым океаническим бассейнам относят Тасманово (раскрытие которого произошло 76—55 млн лет назад) и Коралловое моря (62—56 млн лет), бассейны Луизиада (60—56 млн лет), Мидлтон (76—65 млн лет), Лору-Хау (76—65 млн лет) и др. [83]. Тогда как задуговые бассейны, как правило, значительно моложе: образовались от 3,5 [море Новогвинейское (Бисмарка)] до 36—25 млн лет назад (Южно-Фиджийский бассейн).

Наибольшее число задуговых (окраинных) бассейнов располагается на западе Тихоокеанского кольца. Это — моря Берингово, Японское, Охотское, бассейны Окинава, Сикоку, Паресе-Вела, Марианский, Западно-Филиппинский, моря Южно-Китайское, Андаманское, Сулу, Банда, Коралловое, Соломоново, Тасманово, Новогвинейское (Бисмарка), бассейны Северо-Фиджийский, Южно-Фиджийский, Вудларк и др. Отмечены окраинные бассейны в Карибском регионе и в Средиземноморье (Ионическое море).

Суммарная площадь окраинных морей, по подсчетам Л. Э. Левина [186], 39,9 тыс. км^2. Это около 11 % общей площади Мирового океана. На шельфе многих окраинных морей открыты крупные месторождения нефти.

Наиболее характерными особенностями структур окраинных морей являются следующие: а) преимущественно океанический тип коры, хотя в ряде случаев их подстилает раздробленная кора континентального типа (Охотское море); б) наличие в осевой зоне морфоструктур спредингового характера, иногда они отсутствуют (Берингово море и др.); в) симметричность в бассейнах с типичным активным спредингом; г) корреляция возраста магнитных аномалий и осадочного чехла; д) отсутствие в осадочном чехле складчатых деформаций; е) рост мощности осадочного чехла в направлении вулканической дуги; ж) наличие во многих задуговых бассейнах действующих подводных вулканов.

Эти и ряд других особенностей позволили геологам подразделить окраинные бассейны на ряд самостоятельных типов. При этом в расчет принимался не только характер их внутреннего строения (тип коры,

наличие осевого хребта), но и геодинамическая специфика их развития, касающаяся прежде всего интенсивности процессов спрединга. Дело в том, что инициальные рифты чаще всего закладывались на континентальной коре, затем происходило расширение океанического дна с образованием океанической коры. Причем история спрединга в большинстве окраинных бассейнов кратковременна, а все расширяющиеся бассейны (Бисмарка, Лау, Северо-Фиджийский и др.) связаны с активными вулканическими дугами. Опираясь на эти особенности, С. Уеда [356] предложил разделить окраинные бассейны на две основные группы: а) малые океанические, т. е. части ранее существовавшего океанического пространства, отчлененные островными дугами, и б) образовавшиеся в задуговом пространстве, т. е. непосредственно связанные с субдукцией. К первому типу можно отнести такие бассейны, как Алеутский, Западно-Филиппинский и другие, ко второму — Сикоку, Паресс-Вела, моря Новогвинейское, Скоша и др.

Задуговые бассейны в свою очередь делятся на две группы: не связанные и связанные со спредингом. Последняя группа бассейнов также подразделяется на две: с активным спредингом (Тонга, Марианский, Скоша и др.) и с пассивным спредингом (Японское море и др.).

Есть и другой, более расширенный взгляд на окраинные бассейны, согласно которому к ним относятся, по существу, все разновидности внешних морей как на активных, так и на пассивных окраинах [187]. Для определенных задач такое толкование вполне допустимо, однако для геодинамических реконструкций оно не подходит, поскольку при этом затушевывается связь механизма их образования с процессами деструкции коры. И все же типизация Л. Э. Левина [187] в определенном смысле даже удобнее, чем систематика С. Уеды [356], поскольку она опирается не столько на геодинамические характеристики, сколько на структурные, а потому более применима при региональных реконструкциях. Так, если отбросить окраинные моря, связанные с современными пассивными окраинами, то все прочие их структурно-тектонические разновидности можно связать со следующими тектоническими обстановками.

1. Внутренние области современных активных окраин (моря Фиджи, Сулу, Сулавеси и др.).

2. Переходная область к современной активной окраине, характеризующаяся деструкцией более древней океанической литосферы с отшнурованием от нее отгороженных островными дугами морей (Филиппинское, Берингово).

3. Переходная область к современной активной окраине, но с деструкцией преимущественно континентальной литосферы, которая привела к возникновению различных типов коры, в частности за счет образования спрединговых осей (Карибское, Охотское, Японское, Южно-Китайское, Андаманское, Скоша).

4. Переходная область, испытавшая в процессе геологического развития трансформацию пассивной окраины в активную (Мексиканский залив, Восточно-Китайское, Коралловое моря и др.).

Главное, что отличает бассейны активных окраин от морей открытого типа на пассивных окраинах, это то, что в первом случае окраинные бассейны являются самостоятельными структурными элементами, возникающими (раскрывающимися) в ходе геодинамической эволюции активных окраин, тогда как во втором они лишь часть общей морфоструктуры пассивной окраины. Время раскрытия окраинных морей устанавливается на основе региональных геодинамических реконструкций с учетом как

кинематики взаимодействующих плит, так и магнитных аномалий, возникающих при спрединге.

Проблемы геодинамики окраинных бассейнов для нас интересны прежде всего потому, что от характера становления бассейна зависит и его седиментологическая история, а последовательности (индикационные ряды) осадочных формаций в точности соответствуют этапам его геодинамической истории. По этой причине мы уделим некоторое внимание геодинамическим моделям развития этого класса бассейнов, сосредоточившись главным образом на условиях возникновения спрединговых центров в пределах их акватории.

Первые кинематические модели развития окраинных бассейнов в результате задугового спрединга были предложены Д. Каригом [458], Г. Клейном [461], а также Д. Каригом и Г. Муром [459]. Д. Кариг разработал свою модель на геофизическом материале по Филиппинскому морю, Г. Клейн использовал данные глубоководного бурения в Южно-Фиджийском, Новогебридском и Коралловом морях (рейс № 30), а также в районе пересечения Марианской дуги (рейсы № 59 и 60). При этом ключевым вопросом, повторяем, является объяснение механизма спрединга в окраинных морях. Ясно, что спрединг океанического дна должен сопровождаться ростом напряжений растяжения, тогда как в нескольких сотнях километров от центра спрединга фиксируются мощные напряжения сжатия, где идет субдукция океанической литосферы. Эту своеобразную загадку и необходимо объяснить.

Еще Д. Кариг [458] установил, что все задуговые бассейны можно подразделить на две большие группы (впоследствии эту идею использовал в своей классификации окраинных бассейнов С. Уеда [356]): с активным спредингом, продолжающимся в настоящее время (Тонга, Кермадек, Марианский, Бонинский, Новогебридский, Скоша и др.) и неактивным (кинематическим) спредингом, т. е. не обнаруживающим раздвижения океанического дна в настоящее время (Японское и Охотское моря, Пассе-Вела, Южно-Фиджийский и Алеутский). Более общая схема, как легко понять, должна объяснить механизм раскрытия окраинного бассейна с активным спредингом.

Можно, конечно, высказать различные предположения по поводу возникновения локального спрединга в тылу субдукционной зоны, например считать его реакцией на снятие напряжений регионального сжатия или следствием подъема мантийного диапира, как это трактуется при заложении системы внутриконтинентальных рифтов и т. д. Но эти толкования ничуть не убедительнее уже предложенной модели Д. Карига. Вероятно, более разумно прежде рассмотреть кинематику взаимодействия континентальной и океанической плит, а уже затем искать физически обоснованные гипотезы причинного характера. Так, А. С. Монин и О. Г. Сорохтин [232] подошли к этой проблеме более реалистично. Они соотнесли две скоростные характеристики: скорость сближения двух плит в зоне субдукции v_1 и скорость перемещения самой зоны субдукции в направлении океана v_0. Понятно, что, когда $v_1 > v_0$, спрединг не отмечается, а островная вулканическая дуга, напротив, продвигается в сторону континента, сокращая пространство задугового бассейна (Северо-Курильская впадина и Японское море в настоящее время). И лишь когда $v_1 < v_0$, возникает спрединг со скоростью $v_s = v_0 - v_1$.

Последнее соотношение вполне реально при интенсивно протекающем процессе поддвига, когда ось глубоководного желоба перемещается в на-

правлении океана со скоростью, превышающей скорость сближения плит. Мощная континентальная плита как бы отталкивает от себя пододвигаемую океаническую литосферу, что приводит к росту растягивающих напряжений в тылу субдукции и утонению континентальной коры. Основной очаг термальной переработки подастеносферного материала в сейсмофокальной зоне оказывается за островной дугой, вследствие чего разогретый мантийный диапир поднимается к верхним горизонтам коры и возникает локальная конвективная ячея, приводящая к разрастанию новообразованной океанической коры в тылу зоны субдукции. Такой механизм, кстати, вполне согласуется с предложенной нами седиментологически состоятельной моделью субдукции [291, 292] и легко выводится из тектоно-геофизических предпосылок этой модели.

Уже сам факт резкого различия суммарных мощностей осадков в окраинных морях свидетельствует не только о том, что мощность осадков тесно коррелируется с возрастом бассейна, но и о сильном влиянии на интенсивность процессов осадконакопления вулканической деятельности островной дуги и темпов раскрытия задугового бассейна. Так, мощность осадочного чехла, км: в Японском море составляет в среднем 2, хотя в Татарском проливе возрастает до 4—5 и более; в Южно-Китайском море она достигает 9—10 (Таиландский залив); в прогибе Саравак 8—9; в Охотском море 2—4; а вблизи Северного Сахалина 5—6; в Беринговом море еще больше: 9—10 [197]; в Тирренском море 6; в Эгейском 3; в Черном 16 и т. д.

Такие, в целом значительные суммарные мощности осадков при относительно молодом возрасте окраинных бассейнов свидетельствуют, конечно, об интенсивности процессов осадконакопления в задуговом пространстве субдукционных зон, которая выражается прежде всего в том, что ведущими литологическими типами осадочных комплексов здесь оказываются вулканогенно-осадочные и турбидитовые формации. К тому же практически во всех типах окраинных бассейнов скорости аккумуляций осадков возрастают в направлении вулканической дуги [459].

Итак, геодинамика раскрытия окраинного бассейна, а также интенсивный вулканизм отграничивающей его дуги предопределяют три основные особенности седиментологических процессов в этом типе бассейна. Во-первых, резко асимметричное распределение мощностей, максимум которых фиксируется у основания континентального склона вулканической дуги, где накапливаются в основном вулканогенные коллювиальные отложения, переслаивающиеся с вулканогенно-терригенным (кремнистым) или вулканогенно-карбонатным флишем. Во-вторых, специфическая зональность терригенной седиментации, выражающаяся в том, что на дне моря от береговой линии до глубоководной котловины чередуются зоны активной аккумуляции осадков с практически аседиментогенными [200]. Это связано с характером морфоструктуры дна окраинных морей: с наличием подводных возвышенностей и банок. В-третьих, у основания вулканической дуги формируются ПКВ, сложенные главным образом терригенными турбидитами и тефротурбидитами.

Таким образом, тектоно-седиментологическая модель развития окраинных (задуговых) бассейнов представляется следующей [83, 292].

1. На начальной стадии раскрытия бассейна, т. е. на этапе формирования рифта в пределах островной дуги, основными осадочными комплексами являются грубообломочные турбидиты, образующие подводные конусы у основания бортов рифта, а также пелагические фации, лока-

лизующиеся вблизи остаточной дуги. Поскольку на этой стадии расширение дна бассейна происходит медленно, пелагические комплексы накапливаются выше критической глубины карбонатонакопления (КГК), т. е. включают карбонаты, глины и рассеянный вулканический пепел.

2. На следующей стадии определяющими являются задуговый спрединг и активный островодужный вулканизм. Вследствие этих процессов интенсивно разрастается дно бассейна, борта же, напротив, выполаживаются в результате проградационной деятельности суспензионных потоков. Помимо этого, активный вулканизм ведет к накоплению у основания континентального склона вулканической дуги мощной толщи вулканокластитов, расслоенной пелагическими глинами и терригенными турбидитами. Толща, сформированная на этом этапе развития окраинного бассейна, имеет отчетливо циклическое строение и включает в себя значительное количество вулканогенных разностей пород. Латеральные переходы между фациями смазаны, и лишь по мере удаления от вулканической дуги к центру бассейна вулканокластиты сменяются прослоями вулканического пепла, значительное место в разрезе начинают занимать продукты океанского седиментогенеза: пелагические терригенные и терригенно-карбонатные глины разнообразного минералогического состава. Именно на этой стадии раскрытия бассейна механизм его литогеодинамического развития наиболее тесно связан с интенсивностью субдукции.

3. На стадии зрелого задугового бассейна процессы спрединга затухают, зато продолжается активный островодужный вулканизм. Поэтому шлейф вулканогенных накоплений смещается в направлении центральных зон бассейна, где идет преимущественное отложение терригенных пелагических осадков, не содержащих карбонатного материала.

Итак, в первом приближении осадочный чехол задуговых бассейнов можно подразделить на две толщи: вулканогенно-осадочную и осадочную. Главное их различие — в удельном весе вулканогенного материала. Если в первой толще преобладают вулканокластиты, то во второй — пелагические глины, дистальные тонкоритмичные турбидиты с пепловыми прослоями [383]. В бассейнах с неактивным спредингом (Парece-Вела в Филиппинском море) с континента терригенный материал поступает в незначительных количествах. Основная часть разреза (скв. 449) представлена наноилами, пелагическими глинами, обогащенными радиоляриями и нанофоссилиями. На восточной окраине бассейна, вблизи Западно-Марианского подводного хребта, в осадочной толще выделяются две генетические единицы (скв. 450): нижняя (средний миоцен), состоящая из глинизированных туфов с редкими прослоями более грубых туфов песчаной размерности, и верхняя (средний миоцен), представленная терригенными глинами с пепловыми прослоями. Мощность разреза, как это и должно быть, возрастает в направлении Марианской дуги.

Таким образом, актуалистический материал по современным задуговым бассейнам позволяет наметить те основные диагностические характеристики, которыми можно пользоваться при реконструкции задуговых бассейнов геологического прошлого. Такими характеристиками являются следующие.

1. Обычно (но не всегда) двучленное строение осадочной толщи. Нижняя — преимущественно вулканогенно-осадочная, верхняя — осадочная. Суммарная мощность разреза 3—6 км. Возрастной диапазон отложений не более одного-двух периодов.

2. Разрез имеет отчетливо циклическое строение. Общая направленность изменения зернистости отложений — демиссионная, т. е. зернистость пород (в среднем) утоняется от основания к кровле толщи, тогда как разрез глубоководных желобов имеет противоположную тенденцию (сублационную), т. е. отложения «грубеют» вверх по разрезу. В составе верхней толщи велик удельный вес турбидитов и тефротурбидитов.

3. В латеральном направлении (вкрест бассейна) происходит быстрое выклинивание фаций: прибрежно-морские, склоновые и коллювиальные сменяются глубоководными, пелагическими. В этом же направлении уменьшается доля вулканогенного материала.

В процессе геодинамической эволюции активных окраин бóльшая часть задуговых океанических бассейнов разрушается либо сильно деформируется, остается только в покровах коллизионных поясов [242, т. 2]. Однако приконтинентальная часть этих бассейнов сохраняется почти полностью, но в этом случае вызывает большие затруднения идентификация сохранившихся фрагментов именно с окраинными бассейнами, поскольку последовательность фаций здесь такая же, как на шельфах и континентальных склонах открытых морей.

Например, в юго-западной части Тихого океана деструкция коры окраинных бассейнов продолжается и в настоящее время. Бассейн Соломонова моря поглощается в Новобританском и Бугенвильском желобах, бассейн Вудларк — в Соломоновом желобе, а часть Новогебридского бассейна — в Новогебридском [83]. Причем там, где бассейн замкнулся ранее развития вулканизма активной дуги, его отложения перекрываются литологически разнообразными флишевыми толщами с обильным включением вулканогенного материала. Если же окраинный бассейн вовлечен в субдукционный процесс, то чаще всего сохранившиеся фрагменты осадочного выполнения этих бассейнов имеют структуру чешуйчатых надвигов и меланжа. Реконструировать в этих условиях индикационные ряды осадочных формаций задуговых (окраинных) бассейнов чрезвычайно сложно.

Глава I.4. БАССЕЙНЫ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК

I.4.1. Систематика

Коллизия, т. е. столкновение отдельных блоков коры — континентальной или океанической, — является завершающей фазой единого геотектонического цикла. Сложность ретроспективного анализа этого процесса состоит в том, что в процессе коллизии не столько возникают новые структурно-тектонические комплексы, сколько разрушаются и деформируются старые, в результате чего образуются структуры тектонического меланжа, многокилометровые пакеты шарьированных пластин и, наконец, сложный комплекс осадочных палеобассейнов. Коллизия, однако, сопровождается и ростом орогена, образованием во фронтальной его части широких передовых или краевых прогибов, выполняющих функции осадочного бассейна с континентальным осадконакоплением. Причем основным индикационным рядом осадочных формаций, дающим возможность диагностировать палеоколлизионные осадочные бассейны, являются формации континентальной молассы.

Коллизионная тектоника привлекает пристальное внимание геологов. Ибо от того насколько удастся понять механизм коллизии, насколько

убедительными будут литогеодинамические модели этого процесса, настолько будут заслуживать доверия и методики геодинамических реконструкций сложнопостроенных разновозрастных складчатых областей. Вероятно, именно по этой причине еще в апреле 1983 г. Лондонское геологическое общество организовало Международную конференцию по коллизионной тектонике. В 1986 г. был опубликован сборник докладов, заслушанных на этой конференции (Collision tectonics) [425].

Различают несколько структурных вариантов коллизии: континент — океан с субдукцией, континент — океан с обдукцией, океан—океан, дуга—дуга и, наконец, континент—континент. Последняя разновидность является наиболее распространенной, она в силу этого более хорошо изучена; именно при такой коллизии возникают специфические осадочные бассейны коллизионных обстановок. Поэтому в дальнейшем мы сосредоточим внимание только на коллизии типа континент—континент, или на коллизии гималайского типа, как ее наиболее часто называют [248].

При коллизии происходит неизбежное сокращение поверхности литосферы. Этот процесс реализуется за счет трех основных факторов: пододвигания одной континентальной плиты под другую на глубину менее 100 км (так называемая континентальная, или А-субдукция); интенсивного поднятия горного сооружения и его более медленной денудации и, наконец, латеральной миграции обломков плит на сотни километров от зоны коллизии [242, т. 2]. При этом если континентальной коллизии предшествовала субдукция океанической литосферы, что чаще всего и бывает, то на фронте коллизии возникают специфические сутуры сжатия, включающие сильнодеформированные офиолитовые пластины, орогенные пояса и осадочные бассейны, выполненные главным образом индикационными для завершающей фазы субдукции рядами турбидитовых формаций. Эти сутуры не совпадают с шовными зонами, маркирующими непосредственный контакт между двумя столкнувшимися континентами.

Хотя в настоящее время различают четыре типа орогенических поясов: транспрессионные, контролируемые субдукцией, контролируемые обдукцией, и собственно коллизионные [422], — все же более практически удобно подразделять их на два основных типа: субдукционный и коллизионный. С учетом сделанных оговорок нас в этой работе будет интересовать коллизионный тип орогенного пояса. К тому же он соответствует более зрелой стадии коллизионного процесса, чем субдукционные орогенические пояса, входящие в его состав как необходимый структурно-тектонический элемент.

Наконец, прежде чем переходить к обсуждению предлагаемой классификационно-диагностической системы осадочных бассейнов коллизионных обстановок, заметим, что данный класс бассейнов оказывается по необходимости довольно бедным по той простой причине, что коллизия — это прежде всего деструктивный процесс, при котором не столько создаются новые типы бассейнов, сколько уничтожаются или сильно трансформируются ранее существовавшие. Пожалуй, к собственно коллизионным можно отнести лишь так называемые остаточные бассейны [7], возникающие на ранних этапах коллизии вследствие временной изоляции из-за неровностей контактирующих краев континентов блоками океанической литосферы; краевые (передовые) прогибы, или, как их еще называют, бассейны форланда, образующиеся перед фронтом быстро растущего коллизионного орогена, и ряд других, систематика которых приведена на рис. I.21.

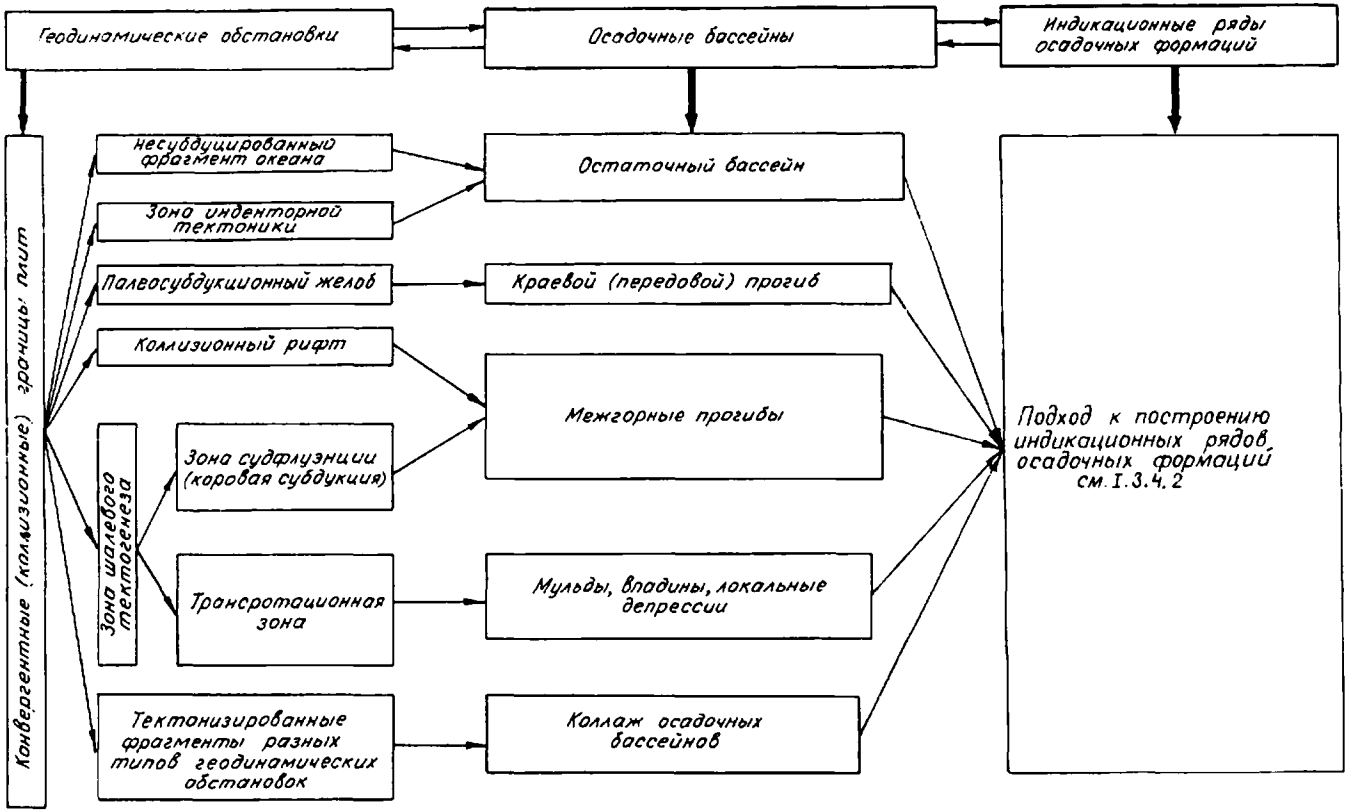


Рис. I.21. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов коллизионных обстановок.

Как мы уже отмечали, наиболее характерным генетическим типом отложений, выполняющим бо́льшую часть коллизионных бассейнов, являются формации континентальной молассы. Они встречаются в осадочных бассейнах всех древних коллизионных орогенов: в Карпатах, Гималаях, Альпах, Аппалачах и т. д. По локализации в пространстве обычно различают формации внешней и внутренней молассы, а по времени образования ее подразделяют на раннюю, основную и позднюю. Ранняя моласса трудно отличима от позднего флиша и, скорее всего, является одной из литолого-морфологических разновидностей грубого флиша. Поэтому наибольший интерес для литогеодинамического анализа коллизионных бассейнов представляют формации основной континентальной молассы. Она заполняет бассейны краевого (передового) прогиба, погружающегося в направлении платформы, мульды и локальные депрессии, где разрезы молассы имеют, как правило, небольшую мощность; межгорные прогибы, характеризующиеся довольно быстрым погружением, они заполняются отложениями внутренней молассы.

I.4.2. Литогеодинамическая модель континентальной коллизии

Все крупные горные системы мира, такие, как Гималаи, Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Аппалачи и другие, образовались в результате столкновения континентов по типу «континент—континент», «дуга—континент» и т. д. Они являются своеобразным рубцом на континентальной коре, который указывает не только место и время коллизии, но одновременно эти складчатые системы оказываются чуть ли не единственным источником информации по палеоокеанологии.

Если, проанализировав механизм субдукции, мы смогли сделать вполне справедливый вывод о том, что разным зонам субдукции, как древним, так и функционирующим в настоящее время, свойственны многие общие черты строения и состава образованных осадков, то коллизионные обстановки отличаются исключительным разнообразием; поиск общих черт составляет в данном случае одну из ключевых проблем геодинамики коллизионных зон, ибо анализ многих конкретных обстановок (региональный материал) еще не позволяет выделить тот инвариант механизма этого процесса, с помощью которого можно было бы реконструировать палеоколлизионные обстановки из разных регионов Земли.

Коллизия реализуется обычно на громадных пространствах (тысячи и десятки тысяч квадратных километров). Поэтому с учетом реальных масштабов этого длительно развивающегося процесса мы обязаны учитывать не просто смену обстановок осадконакопления, а зарождение, развитие и отмирание крупных осадочных бассейнов, как шельфово-склоновых, ПКВ и ряда других. Некоторые прецеденты подобного подхода уже имеются. Так, А. Митчелл [478] изучил взаимосвязь между офиолитами как реликтами океанической коры, а также подстилающими и перекрывающими их породами. Эта взаимосвязь выявлена в трех районах: в активной дуге (Бирма), на континентальной окраине (Оман) и в пределах системы островной хребет — осадочный бассейн (Кипр). Появление офиолитовых пластин (одна из ключевых проблем геодинамического анализа коллизионных зон) автор объясняет их срывом в результате интенсивно нарастающего регионального напряжения сжатия в процессе активной фазы развития так называемой ранней коллизии, т. е. сразу после перекрытия субдукционной зоны. В целом же специалисты пришли к выводу, что

офиолиты чаще всего залегают в виде крупных аллохтонных пластин, они нередко превращены в полосы серпентинитового меланжа, из чего следует, что офиолитовые пластины действительно маркируют швы или зоны коллизии и представляют собой своеобразные рубцы замкнувшихся океанов. И все же только по этому факту определить однозначно тип геодинамической обстановки нельзя [127, кн. 1].

Более того, выявлены многочисленные примеры и так называемых безофиолитовых коллизионных швов. Они описаны на Кавказе, в Карпатах, Тянь-Шане и т. д. Подобные швы делят крупные структурно-формационные элементы покровно-складчатых сооружений и ограничены, как правило, разломами [193].

В самых общих чертах, необходимых для обоснования нашей модели, механизм континентальной коллизии рисуется следующим образом (рис. 1.22). Коллизия начинается тогда, когда с континентальной корой активной окраины континента войдет в соприкосновение континентальная кора пассивной окраины другого континента, а это может произойти только после завершения субдукции океанической коры. Остатки этой коры в виде вытянутого вдоль простирания субдукционной зоны офиолитового шва наряду с примыкающим к нему турбидитовым поясом являются достаточно надежным индикатором зоны первичного контакта двух континентальных масс (первая коллизионная сутура). В структурно-вещественном выражении эта контактная зона устроена достаточно сложно. В коллизионных зонах сильно деформируются, перерабатываются, а зачастую и бесследно исчезают отложения целых осадочных бассейнов. В них тектонически контактируют отложения осадочных бассейнов разных геодинамических типов и, что особенно важно, совмещены различные морфоструктурные элементы древних пространств океанического или иного типа [193]. Что касается офиолитового шва, то, как мы уже отмечали, его может и не быть, поскольку структурные деформации, сопровождающие коллизию, приурочены, как правило, к верхним зонам коры и отражают геодинамику внутриплитных (даже внутрибассейновых) процессов.

Субдукция океанической литосферы завершается, когда основание континентального склона пассивной окраины придвигаемого континента подойдет вплотную к глубоководному желобу, он начинает функционировать как осадочный бассейн (во время активной субдукции он выполнял функции морфологического маркера этого процесса) и сравнительно быстро, в геологическом масштабе времени, заполняется грубеющими вверх по разрезу отложениями турбидитов, и начинается первая фаза собственно коллизионного процесса. Именно такая ситуация рисуется в настоящее время в районе Австралии, придвинутой к Яванскому желобу, а также Новой Каледонии, приближающейся к Новогебридскому желобу [126]. В процессе дальнейшего развития коллизии активный рост горно-складчатой системы сопровождается образованием на месте бывшего глубоководного желоба внешнего краевого прогиба, заполняющегося континентальной молассой: продуктами разрушения быстрорастущего коллизионного орогена. Таким образом, молассовые пояса наряду с покровно-складчатыми структурами, включающими зачастую и офиолитовые пластины, гранито-гнейсовыми куполами, олистостромами являются надежными индикаторами зон древней коллизии.

Собственно механизм коллизии может быть описан с помощью такой схемы. Навстречу друг другу движутся два тела: одно, имеющее массу m_1, — со скоростью v_1, другое массой m_2 — со скоростью v_2. Причем

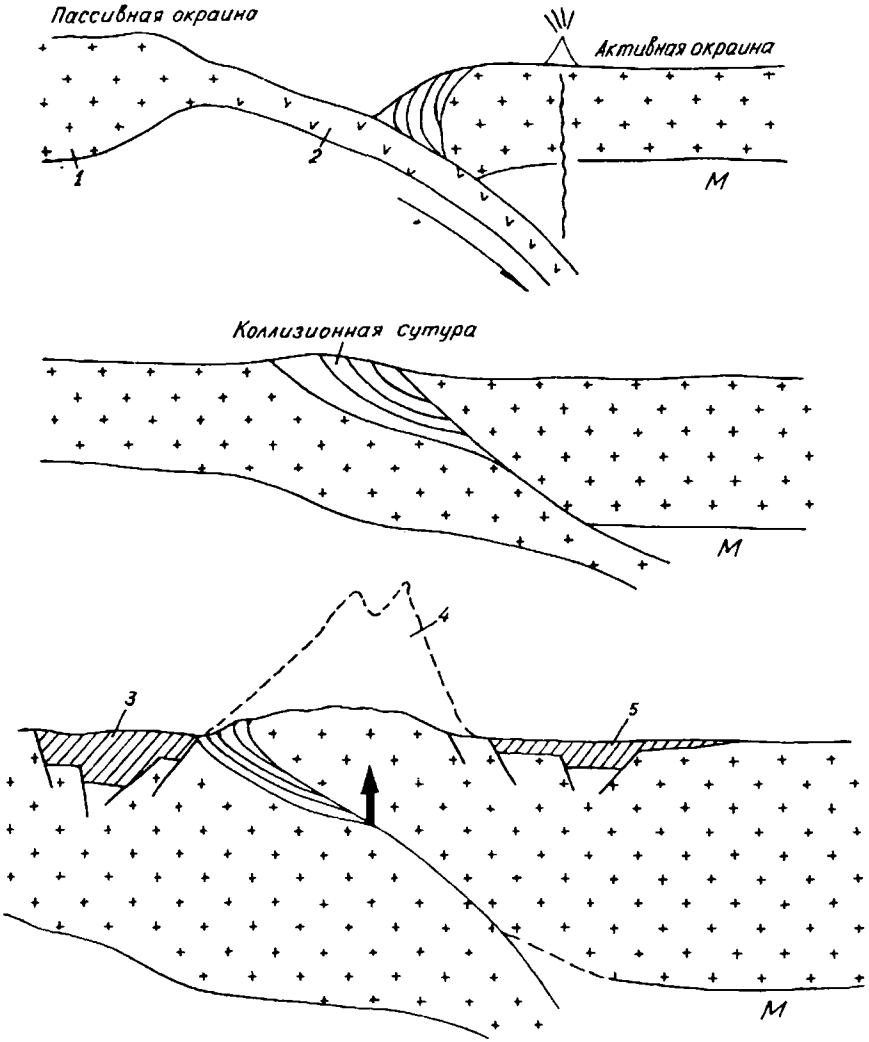


Рис. I.22. Принципиальная схема континентальной коллизии [42, с изменениями автора].

1 — континентальная кора; *2* — океаническая кора; *3* — внешний молассовый прогиб; *4* — горный хребет (коллизионный ороген); *5* — внутренний молассовый прогиб; *M* — граница Мохо.

$v_1 \ll v_2$, а $m_1 \gg m_2$. Иными словами, второе тело сталкивается как бы с неподвижным первым, масса которого на несколько порядков больше. Именно так происходит крушение поезда, если он наталкивается на какое-либо практически неподвижное препятствие. Вагоны, продолжая по инерции двигаться вперед, наползают друг на друга, коробятся и опрокидываются. Эта схема, пусть и упрощенно, но все же достаточно точно рисует геодинамику взаимодействия двух сталкивающихся континентальных масс. Нас здесь будет интересовать литогеодинамический слепок этого процесса, выраженный в последовательном образовании и последующем

перемещении литологически разнообразных осадочных комплексов, маркирующих отдельные фазы длительно развивающегося процесса коллизии. В частности, именно из этой схемы вытекает закономерность, эмпирически подмеченная геологами: чем выше залегает покров в системе чешуй, тем более удаленную от континента зону пассивной окраины он представляет. Это то, что касается литостратиграфических закономерностей залегания покровов внутри чешуй, а сама последовательность чешуй фиксирует как бы три последовательных импульса коллизии (три крушения поезда в нашей схеме). Такая закономерность просматривается в аллохтонных отложениях Омана, представленных фрагментами мезозойской пассивной окраины Тетиса [125].

С позиций литогеодинамики турбидитовые комплексы и отложения континентальной молассы в сочетании с характером их залегания в покровно-складчатых структурах являются наиболее устойчивыми индикаторами коллизионных зон. Турбидитовые комплексы, а также турбидитгенерирующие бассейны типичны, как мы знаем, и для активных, и для пассивных окраин континентов. На пассивных окраинах они заполняют практически все пространство долинно-веерных систем ПКВ и вместе с ними претерпевают структурно-стратиграфические деформации в процессе коллизии, трансформируясь в сложнодислоцированные шарьированные пластины, залегающие зачастую среди мелководно-морских карбонатных комплексов. На активных окраинах турбидитгенерирующими бассейнами помимо ПКВ являются глубоководные желоба, задуговые (окраинные) бассейны, а также бассейны-ловушки на континентальном склоне желоба. Именно они, но чаще все же глубоководные желоба, становятся структурно-индикационными зонами начальной фазы коллизии континентальных масс.

Попытаемся после этих вводных замечаний более обстоятельно описать реакцию осадочных комплексов на коллизионный процесс, т. е. иными словами, сделаем попытку вскрыть взаимосвязь скоростных характеристик собственно тектонических элементов поддвига (темп воздымания коллизионного орогена и горизонтальная проекция скорости пододвигания плиты) и сопутствующих им фоновых процессов осадконакопления, играющих, однако, решающую роль. Говоря более конкретно, надо увязать в рамках единой литогеодинамической модели интенсивность горизонтального (латерального) переноса вещества реками в направлении от континента в океан на фоне продолжающегося движения континентальных масс. Помимо этого, желательно учесть скорость вертикального транспорта карбонатных и кремнистых осадков в пределах сокращающегося пространства шельфа и континентального склона. Если еще не забыть, что и состав осадков, и скорость их накопления определяются сложной взаимосвязью скоростей денудации непрерывно растущего орогена, прогрессивного уменьшения глубины отложения осадков на пододвигаемой пассивной окраине, а также частоты инъекций терригенной кластики по каньонам, образованным в месте тектонических разломов дна активной окраины, то легко оценить те трудности, которые неизбежно встанут при разработке литогеодинамической модели коллизионного процесса. При этом было бы крайне желательно, чтобы иллюзии правдоподобия модели не перешли у автора в уверенность в ее истинности.

Итак, седиментологический контроль континентальной коллизии рисуется следующим образом (рис. 1.23). При столкновении двух континентальных масс сами континенты еще находятся на расстоянии нескольких

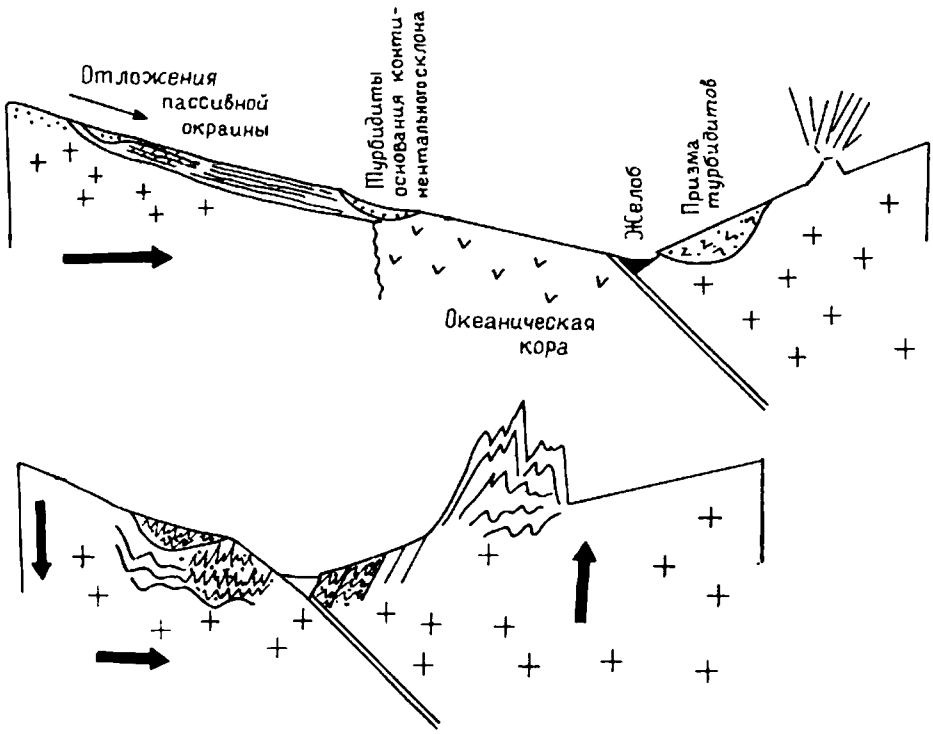


Рис. 1.23. Реакция осадочного покрова на коллизию континентальных масс [254].

тысяч километров друг от друга. В соприкосновение входит пассивная окраина одного континента с бывшей активной окраиной другого. Механизм такого контакта довольно сложный. Дело в том, что наиболее глубоководные фации пассивной окраины — кремнистые и терригенные илы, но чаще турбидиты и контуриты основания континентального склона — оказываются сближенными с сильнодислоцированными турбидитами бывшего глубоководного желоба и аккреционной призмы активной окраины. Между ними иногда фиксируются реликты океанической коры (офиолитовые комплексы). При дальнейшем движении придвигаемого континента пространство, занятое его пассивной окраиной, постепенно сокращается. С позиций литологии это означает, что все более мелководные осадочные комплексы оказываются надвинутыми на глубоководные. Таким образом формируется своеобразный «слоеный седиментологический пирог», *его разрез фиксирует не последовательность седиментации осадков, а порядок их надвигания друг на друга.* Такой разрез мы отнесли к сублационному типу [289].

Однако сложность литогеодинамической трактовки подобного разреза заключается еще и в том, что вследствие интенсивного роста коллизионного орогена и одновременно его активного разрушения (выветривания) усиливается снос терригенной кластики как бы навстречу продвигаемым осадочным комплексам. Формируется также сложная мозаика прогибов, каньо-

нов, ПКВ; одни из этих бассейнов постепенно отмирают (ПКВ), другие, напротив, начинают активно функционировать (молассовые прогибы). Причем молассовые прогибы закладываются параллельно воздымающемуся орогену как с внешней его стороны (в направлении пассивной окраины придвигаемого континента), так и с внутренней (со стороны активной окраины). Именно такая ситуация фиксируется во многих районах Альпийско-Гималайского пояса [192]. Основными отложениями, выполняющими предгорные прогибы, является континентальная моласса: сероцветная, красноцветная, иногда угленосная. Моласса накапливается также и в межгорных впадинах. Во внутренних депрессиях рассеянного рифтогенеза шло отложение бурых углей или солей (в условиях аридного климата). Существенное значение для литогеодинамического осмысливания коллизии имеют платформенные краевые бассейны, или бассейны форланда. В них морские мелководные отложения вверх по разрезу сменяются континентальной молассой.

Исходя из изложенного, можно заключить, что в первом приближении для начальной фазы континентальной коллизии характерен такой латеральный ряд осадочных комплексов вкрест растущей горной системы: континентальная моласса (часто угленосная)→турбидитовые комплексы (от нормального до дикого флиша)→офиолиты→сублационная толща пассивной окраины. (Конкретный ее состав зависит прежде всего от палеоклиматических и палеобатиметрических условий осадконакопления в пределах пассивной окраины придвигаемого континента.)

Следовательно, такого рода литогеодинамическая зональность означает, что каждый этап сложно и длительно развивающегося процесса коллизии континентальных масс как бы маркируется определенными литологическими комплексами; они таким образом фиксируют синхронные тектонические движения, сопровождающие коллизию на громадных пространствах. Так, М. Г. Леонов [192] полагает, в частности, что разрезы дикого флиша (или флуксотурбидиты, по нашей терминологии) образуются тогда, когда скорость горизонтального перемещения шарьируемых пластин осадочных комплексов существенно ниже скорости денудации. Сейчас сохранились лишь реликты подобных разрезов в Альпах, Динаридах, на Балканах, Кавказе, в Белуджистане, Индии и т. д. Важно в этой интерпретации то, что характер образующейся толщи увязан с соотношением скоростей сопутствующих процессов. Однако вследствие того, что не конкретизирован механизм связи этих процессов, неясно, почему образуются разрезы именно дикого флиша, а не морской молассы, к примеру. Если, конечно, полагать, что за разными понятиями стоят и разные в литологическом отношении разрезы, и разные обстановки их накопления.

Существенно, в частности, что денудированный осадочный материал в любом случае сносится либо к основанию растущей горной системы (так накапливаются разрезы континентальной молассы как в тыловом, так и во фронтальном прогибах), либо в ПКВ по системе подводящих каньонов и каналов (так образуются разрезы флишевых толщ). Поэтому, чтобы оценить темпы коллизионного процесса, следует увязать характер ритмичности турбидитовых толщ ПКВ с частотой инъекции терригенной кластики, т. е. с частотой появления плотностных водных потоков в каналах и межканальных долинах ПКВ. Неоценимый материал для такого рода исследований дают скважины глубоководного бурения. Мы используем данные по трем скважинам, пробуренным в Коралловом (скв. 210 и 287) и Японском морях (скв. 299). Эти данные обобщены в работе Г. Клейна

[462]. Так, в Коралловом море число турбидитовых циклов менялось от 16 (ранний плейстоцен) до 370 (ранний плиоцен), а частота турбидитовых инъекций: от 50 000 до 4860 лет. В Японском море частота инъекций варьирует от 102 230 (поздний миоцен — ранний плиоцен) до 6211 лет (поздний плейстоцен). Как видим, события эти, хотя и приводят к наслоению бесчисленного количества незначительных по мощности турбидитовых циклов, составляющих в итоге многокилометровые разрезы флишевых толщ, тем не менее достаточно редки.

Остановимся на данных скв. 299 более подробно. Японское море является результатом вторичного рифтинга в миоцене (от 21 до 9 млн лет назад) и как сравнительно молодой структурно-седиментационный бассейн Тихого океана запечатлело в осадках всю историю тектонической эволюции прилегающей территории за этот отрезок времени. Скв. 299 (глубина океана 2604 м) прошла 572 м практически исключительно турбидитовых отложений из ПКВ Тояма. В миоцене в качестве основного источника сноса терригенной кластики в океан выступал интенсивно растущий хр. Хида на о. Хонсю. Наибольшей интенсивности процесс воздымания хр. Хида достиг к настоящему времени. За последние 1,5—2 млн лет он вырос на 500 м. За это же время уровень моря понизился на 150 м. Поэтому несмотря на то, что в результате эвстатического понижения уровня Мирового океана усиливаются расчлененность рельефа прилегающей суши и как следствие этого снос терригенного материала мутьевыми потоками, в данном случае значимость этого фактора существенно ниже, чем скорость роста хр. Хида [462]. Положительная корреляция темпов роста Гималайского хребта с частотой инъекции терригенного материала в Бенгальский ПКВ отмечается и в Индо-Азиатской коллизионной зоне [430].

Таким образом, важно уметь количественно оценивать взаимосвязь скорости подъема коллизионного орогена с темпом отложения осадков. Чтобы иметь возможность доказательно обосновать влияние на темпы накопления осадков в ходе коллизионного процесса того или иного фактора, необходимо учитывать в первую очередь скоростные характеристики горизонтального перемещения субстрата, вертикального подъема горного сооружения на фронте коллизии и, наконец, накопления осадков. В предыдущем разделе мы показали, что, хотя скорость поддвига литосферной плиты в процессе субдукции на два порядка превосходит даже «лавинные» скорости осадконакопления, тем не менее днища желобов выстилают маломощные толщи осадков, формирующихся геологически мгновенно. Эти осадки — турбидиты разного литологического состава. Что касается скоростей роста коллизионных орогенов, то для их оценки решающим доказательным аргументом является повторное нивелирование. По этим данным средняя скорость подъема отдельных горных систем Альпийско-Гималайского складчатого пояса составляет всего 0,6 мм/год, т. е. сравнима со скоростью накопления глубоководных радиоляриевых илов на абиссальных равнинах Мирового океана. Вообще же скорость «роста гор» варьирует от 0,1 до 1,3 мм/год [197]. Так, массив Нанга-Парбат в Альпах поднимался со скоростью около 5 мм/год за 2—0,5 млн лет и 9 мм/год за последние 0,5 млн лет. Большой Кавказ, если верить повторным нивелировкам, растет со скоростью 8—13 мм/год. Однако данные эти, скорее всего, сильно завышены [197].

Надо заметить, что приведенные цифры, строго говоря, не характеризуют тектонический рост горных систем, а являются разностью между скоростью их тектонического подъема и денудацией. Поскольку же именно

темп денудации определяет в конечном итоге интенсивность накопления терригенных толщ в краевых прогибах и на всем пространстве *седиментосбора**, то для оценки интенсивности собственно тектонической составляющей подъема гор необходимо в данные геодезических измерений ввести поправку на скорость денудационных процессов.

Вся эта информация позволяет утверждать, что если и существуют литологические реперы континентальной коллизии, то ими могут быть только *латеральные ряды осадочных формаций*, ориентированные от коллизионного орогена в направлении, обратном движению придвигаемого континента. Существенно влияние и состава осадков пассивной окраины придвигаемого континента. Ясно, что такая сложная функциональная взаимосвязь этих процессов, на чем мы уже останавливались, и предопределяет бесчисленное число возможных индикационных рядов осадочных формаций, могущих быть своеобразными литолого-стратиграфическими реперами при реконструкции (решении обратной задачи литогеодинамики) коллизионной зоны, поскольку, в частности, литологическое разнообразие осадочного чехла придвигаемой пассивной окраины не только сохраняется в разрезе, но и резко видоизменяется, благодаря интенсивному росту и разрушению коллизионного орогена.

Мы уже отмечали, что в геодинамике коллизионного процесса за «начало» коллизии принимается замыкание субдукционной зоны. Этот же факт в терминах палеоокеанологии означает непосредственный контакт активной окраины одного континента с пассивной окраиной другого. Наконец, для специалиста по литогеодинамике коллизионным швом, маркирующим начало этого процесса, будет служить сильно вытянутый флишевый пояс, включающий в себя грубеющие вверх по разрезу отложения турбидитов. Такие пояса прослеживаются на Кавказе в виде зоны мел-палеогенового флиша, в Апеннинах, где широко представлен флиш эоцен-миоценового возраста; в Гималаях, где флишевые толщи датируются олигоценом. Завершение длительной истории океана Тетис происходило на протяжении Альпийско-Гималайского пояса неодновременно, что и доказывается, в частности, разновозрастностью флишевых толщ первой коллизионной сутуры. То же наблюдается и применительно к флишевым толщам тихоокеанского типа. Здесь повсеместно, от Верхоянья до Чукотки, флишевые толщи омолаживаются в направлении Тихого океана [208].

Представление о коллизионном седиментационном конвеере, которое мы ввели [294], хорошо иллюстрируется латеральным рядом индикационных осадочных формаций, прослеживаемым вкрест Гималайских гор. Ряд этот сформировался следующим образом. К югу от растущих Гималаев в неогене образовалась система посторогенных прогибов, где интенсивно накапливались отложения аллювиальных конусов выноса: континентальная моласса серии Сивалик. Ее аналогом в Альпах считается постолигоценовая система Швейцарского плоскогорья мощностью 3000—6000 м. Полный разрез молассы Сивалик имеет мощность 5000—5500 м. Бассейн, где она формировалась, имеет субширотное простирание, он являлся своеобразным прародителем современных Индо-Гангских равнин. Терригенная кластика сносилась горными реками с севера, с быстро воздымавшихся, но и интенсивно разрушавшихся Гималайских гор. В плане отложения молассы Сивалик напоминают подводные конусы выноса. В них наблюдается отчетливое погрубение материала вверх по разрезу (сублационный тип),

* Это понятие образовано по аналогии с известным в гидрологии термином «водосбор».

что согласно приведенной выше тектоно-седиментологической модели означает сокращение расстояния транспортировки взвеси плотностными потоками либо вследствие смещения от Гималайских гор к югу, либо в результате превышения скорости «роста гор» над интенсивностью выветривания и денудации.

Если проследить за последовательностью синорогенных отложений от коллизионного шва в сторону океана, то латеральный ряд осадочных образований предстанет в таком виде: континентальная моласса Сивалик — параллическая гумидная угленосная формация в дельте Ганга — Брахмапутры — глубоководные турбидиты Бенгальского ПКВ. Основная часть сносимой с Гималаев кластики ($20 \cdot 10^6$ км^3) сосредоточена в турбидитах [444].

Любопытно, что район Индо-Азиатской коллизии стал актуалистическим полигоном для литогеодинамического анализа районов с более древней историей, в частности Аппалачей Североамериканского континента. И здесь, как и на Индонезийском полуострове, латеральный индикационный ряд формаций каменноугольного возраста, прослеженный от Предаппалачского прогиба на севере до гор Уошито на юге, фиксирует последовательный переход от континентальной молассы к дельтовым параллическим комплексам и, наконец, к терригенному флишу Уошито [444]. Вероятно, вполне уместна актуалистическая гомология между каменноугольным флишем Уошито и позднекайнозойской историей развития Предгималайского прогиба (моласса Сивалик) и Бенгальского ПКВ (турбидиты).

Становление и развитие основных складчатых систем России и сопредельных стран описаны в обстоятельной монографии Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и Л. М. Натапова [127]. Там же имеется достаточный фактический материал по трансформации осадочных бассейнов в процессе континентальной коллизии.

Часть вторая
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ФЛЮИДОГЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Горные породы (и соответственно геологические формации), слагающие осадочные бассейны, представляют собой в естественных условиях обычно сложные многофазные системы, включающие в себя наряду с твердыми минералами жидкие и реже газообразные. Среди жидких доминируют минералы группы воды, среди газообразных — свободные скопления углеводородных газов.

В осадочных бассейнах в ходе их развития происходят сложные и разнообразные процессы преимущественно водной миграции химических элементов, сопровождающиеся переходом их из твердых фаз в жидкие и (или) газообразные, из жидких в твердые и (или) газообразные и т. п. С этими процессами сопряжено формирование в осадочных бассейнах месторождений различных руд (уран, полиметаллы, медь, железо, марганец и др.), нефти и газа [12, 86, 88, 258, 267]. Поэтому весьма важной задачей при металлогеническом анализе осадочных бассейнов является изучение строения и эволюции флюидогеодинамических систем. Поскольку подавляющая масса флюидов в осадочных бассейнах представлена жидкими подземными водами, анализ флюидогеодинамических систем в бассейнах в этом случае в основном сводится к изучению гидрогеологических процессов с оценкой рудообразующей роли подземных вод для разных этапов развития этих бассейнов.

Закономерности распространения и формирования подземных вод в осадочных бассейнах, а также взаимосвязанные с ними рудообразующие процессы предопределяются сочетанием различных геологических (тип геодинамической обстановки, строение рядов осадочных формаций, мощность чехла, тип фундамента бассейна, глубина погружения формаций, степень их дислоцированности и стадиальных изменений, проявления магматизма и т. п.) и физико-географических (климат, типы ландшафта, степень расчлененности рельефа и т. п.) факторов. Иными словами, гидрогеологические (палеогидрогеологические) условия отдельных конкретных осадочных бассейнов (и палеобассейнов) весьма индивидуальны и зависят от сочетания перечисленных выше факторов. Вместе с тем для разных типов бассейнов могут быть отмечены некоторые общие для них гидрогеологические закономерности, проявленные в определенной зональности в разрезе бассейнов и по площади как физико-химических (преобладающая минерализация вод, главные компоненты их ионно-солевого и газового состава, металлоносность, температура вод и т. д.), так и гидродинамических (условия питания, направленность процессов миграции вод и т. п.) параметров.

Глава II.1. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Гидрогеологические условия в осадочных бассейнах различных геодинамических обстановок характеризуются большим разнообразием и зависят от условий формирования в них осадочного чехла и последующих геологических процессов, предопределяющих преобразование осадочных комплексов на стадиях литогенеза* (в том числе гипергенеза) и метаморфизма, связанных также с покровно-складчатыми дислокациями и магматизмом. Прежде всего гидрогеологические условия в осадочных бассейнах зависят от строения рядов осадочных формаций, предопределяющих, в частности, исходный состав седиментогенных вод, захороненных с осадками [12, 138, 257]. Таким образом, приводимые выше в табл. I.1—I.5 индикационные ряды осадочных формаций, типологические для осадочных бассейнов различных (спрединговых, субдукционных и др.) литогеодинамических обстановок, сопряжены в общем виде с характером гидрогеохимической зональности подземных седиментогенных вод на прогрессивной стадии развития этих бассейнов.

Гидрогеологические условия осадочных бассейнов различных литогеодинамических обстановок (спрединговых, коллизионных и др.) в настоящее время достаточно хорошо изучены до глубины 4—5 км. Этим вопросам посвящена обширная литература, в том числе и сводного характера [89, 90, 118]. В последние десятилетия начинают появляться отрывочные сведения о подземных водах (и газах), залегающих в осадочных бассейнах на глубине 6—8 км. Все эти материалы свидетельствуют о большом разнообразии гидрогеологических условий в осадочных бассейнах. В слабодислоцированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах чехла бассейнов содержатся огромные количества (до 3—5 % от массы пород до глубин 5—6 км) жидких свободных (гравитационных) подземных вод разной степени минерализации (от 0,01—1 до 250—350, реже до 410—420 г/кг), разнообразных по ионно-солевому (хлоридных, сульфатных, гидрокарбонатных, сульфатно-хлоридных, гидрокарбонатно-хлоридных и др.) и газовому (метановых, азотных, углекислых, сероводородных и др.) составам, температуре (от переохлажденных с температурой менее 0 °С, до перегретых с температурой более 100 °С) и другим свойствам. Скопления этих жидких подземных вод в основном сосредоточены в пористых и трещиноватых горных породах (песках, песчаниках, гравелитах, известняках, доломитах и др.), обладающих часто достаточно высокими коллекторскими свойствами (открытая пористость до 10—20 %, проницаемость — десятки и сотни миллидарси). Кроме того, в осадочных бассейнах до глубины 5—6 км содержатся примерно в таких же количествах (до 3—5 % от массы пород) физически и химически связанные воды в твердых минералах и особенно в их глинистых разностях.

Осадочные бассейны (и палеобассейны) различных геодинамических обстановок на разных этапах своего развития в структурно-гидрогеологическом отношении и прежде всего по преобладающему распространению в них либо пластовых (стратиформных, согласных), либо трещинно-жиль-

---

* Терминология и объемы стадий (зон) литогенеза приняты по Н. Б. Вассоевичу (1957 г. и др.): диагенез (примерная температура — до 15—20 °С); катагенез: ранний — протокатагенез (до 50—60 °С), средний — мезокатагенез (до 200—230 °С), поздний — апокатагенез (до 280—300 °С); метагенез (более 300 °С).

ных (секущих) скоплений (залежей, месторождений) свободных жидких подземных вод могут относиться к следующим основным категориям гидрогеологических структур: артезианским бассейнам, адартезианским бассейнам и адмассивам (рис. II.1).

Артезианские бассейны характеризуются преобладанием пластовых (порово-пластовых, трещинно-пластовых, порово-трещинно-пластовых и т. п.) скоплений подземных вод в слабо- и недеформированных, а также обычно и неметаморфизованных осадочных (и вулканогенно-осадочных) формациях, слагающих плитные и промежуточные (переходные) комплексы различных депрессий (древних и молодых платформ, океанических плит, рифтов, глубоководных желобов и др.). Эти структуры приурочены как к современным формирующимся осадочным бассейнам различных литогеодинамических обстановок (внутриплитных, спрединговых и др.) при преобладании в них нисходящих тектонических движений (находящихся на стадии так называемого прогрессивного литогенеза), так и к палеобассейнам, не подвергшимся существенным тектоническим деформациям после завершения в них процессов осадконакопления (это обычно бассейны внутриплитных обстановок, реже других).

Довольно широко распространены также структуры типа *адартезианских бассейнов*, сложенные сильнодеформированными, но слабометаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, в которых наряду с пластовыми скоплениями подземных вод широко представлены трещинно-жильные (регионально-трещинные зоны тектонической трещиноватости, трещинно-карстовые, локально-трещинные зоны разломов и др.), образующие секущие водоносные тела, резко несогласные с напластованием горных пород. Эти структуры приурочены к палеобассейнам, подвергшимся существенным деформациям при процессах коллизии и других преимущественно на альпийском цикле развития Земли. Они широко представлены на Кавказе, в Карпатах, Андах и других молодых складчатых поясах.

Адмассивы представляют собой структуры, сложенные сильнодеформированными и сильнометаморфизованными осадочными (и вулканогенно-осадочными) формациями, в которых господствуют трещинно-жильные воды, приуроченные к различным трещинам в основном тектонического происхождения. Они широко представлены во всех складчатых поясах фанерозоя.

Следует отметить, что артезианские бассейны, адартезианские бассейны и адмассивы различаются не только типами скоплений подземных вод, но и многими другими гидрогеологическими показателями (преобладающими генетическими группами подземных вод, строением гидрогеохимической зональности, направленностью гидрогеодинамических процессов и др.). Причем различия четко проявлены и в том случае, когда эти гидрогеологические структуры на начальных этапах своего развития были сложены однотипными рядами геологических формаций. Так, например, в областях суши глубже регионального базиса дренирования (уровня вреза крупных рек) в артезианских бассейнах широко распространены седиментогенные воды преимущественно хлоридного состава; в адартезианских бассейнах значительная часть этих вод замещена инфильтрогенными и метаморфогенными; в адмассивах они обычно практически отсутствуют.

Рассматриваемые категории гидрогеологических структур отражают, по существу, разные этапы развития и преобразования осадочных бассейнов (палеобассейнов). Артезианские структуры формируются (и существуют)

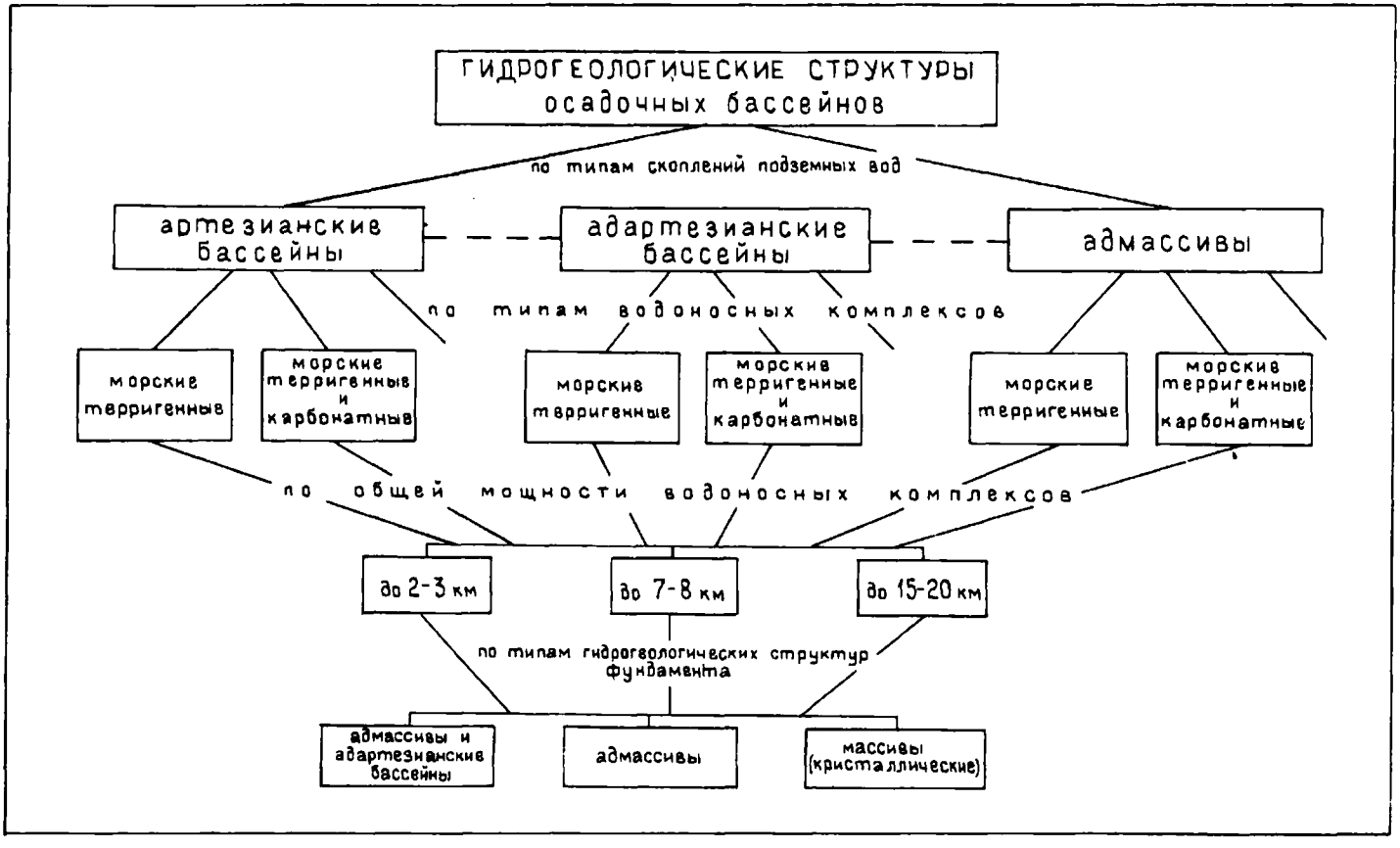


Рис. II.1. Основные типы гидрогеологических структур осадочных бассейнов.

в различных геодинамических обстановках (внутриплитных, спрединговых и др.) в этапы тектонической стабилизации при изостатическом выравнивании литосферы. Адартезианские структуры возникают при умеренной, а адмассивы — при значительной тектоно-магматической активности.

Подразделение всех этих структур (при структурно-гидрогеологическом анализе) производится в первую очередь по признакам состава и строения слагающих их водоносных комплексов (гидрогеологических формаций). При выделении этих комплексов учитываются литолого-фациальные критерии (вещественный состав горных пород, фациальные условия их образования, постседиментационные изменения [257, 342, 385] и характер скоплений в них подземных вод. Могут быть, например, выделены артезианские бассейны с преобладанием водоносных комплексов, сложенных либо морскими песчано-глинистыми формациями, либо континентальными гумидными песчано-глинистыми формациями с порово-трещинно-пластовыми водами и т. п. Гидрогеологические структуры, выделенные по этим признакам, существенно различаются между собой по гидрогеохимическим параметрам, что будет показано ниже.

Последующее подразделение артезианских и адартезианских бассейнов должно учитывать мощность осадочного (вулканогенно-осадочного) чехла в этих структурах. При этом целесообразно выделять среди них структуры с мощностью чехла до 2—3, до 6—7, до 15—20 км. Каждая из этих групп бассейнов (с разной мощностью чехла) имеет свои специфические гидрогеохимические и гидрогеодинамические параметры, во многом связанные с процессами преобразования органического вещества, сульфидов, карбонатов и других веществ и высвобождения при этом из них различных летучих (подвижных), в том числе рудных, компонентов. Мощность чехла бассейнов в связи с этим во многом определяет и их рудообразующий потенциал.

При структурно-гидрогеологическом анализе артезианских и адартезианских бассейнов должно учитываться и строение их фундамента. Так, в частности, фундамент артезианских бассейнов может быть сложен кристаллическими породами (погребенный гидрогеологический массив), сильнодислоцированными и сильнометаморфизованными породами (погребенный адмассив), сильнодислоцированными и слабометаморфизованными породами (погребенный адбассейн). Очевидно, что гидрогеологическая роль этих структур фундамента существенно различна. Если фундамент сложен кристаллическими породами, то мобилизация из него летучих флюидов и последующая миграция их в чехол осадочного бассейна маловероятны (даже при внедрении в фундамент магматических тел — при высоких p—T-условиях). Наоборот, в кристаллические породы фундамента при новообразовании в нем систем открытых трещин могут увлекаться флюиды (подземные воды) из осадочного чехла. Тогда как погребенные под осадочным чехлом адмассивы и особенно адартезианские бассейны могут генерировать при изменении p—T-условий большое количество флюидов, способных мигрировать в верхние части разреза — в чехол бассейнов.

Осадочные бассейны по особенностям формирования и преобразования в них гидрогеологических структур могут быть подразделены на три основные группы. К первой относятся осадочные бассейны, в которых артезианские структуры сохраняются со стадии седиментации по настоящее время. Во второй группе эти бассейны трансформированы в адартезианские структуры, а в третьей — в гидрогеологические адмассивы. Осадочные бассейны первой группы характерны для внутриплитных обстановок и

пассивных окраин, особенно в пределах древних платформ; второй группы — главным образом в альпийских складчатых системах, а третьей широко представлены в более древних фанерозойских складчатых системах. Важно учитывать, особенно для целей палеогидрогеологического анализа, масштабы горизонтальных перемещений всех этих структур, выделяя среди них автохтонные и аллохтонные структуры.

Важное самостоятельное значение имеет также подразделение гидрогеологических структур осадочных бассейнов по признаку проявления в них вулканизма, существенно изменяющего многие гидрогеологические параметры этих структур (гидротермику, гидродинамику, гидрохимию и др.), особенно вблизи действующих вулканов. Это учтено ниже при формационно-гидрогеохимической типизации осадочных бассейнов.

Глава II.2. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В осадочных бассейнах разного типа обычно достаточно четко выражена гидрогеохимическая зональность, проявляющаяся в закономерной смене по площади и в разрезе бассейнов подземных вод, разных по минерализации, ионно-солевому и газовому составу, по другим гидрохимическим показателям.

При анализе гидрогеохимической зональности осадочных бассейнов целесообразно выделять в них гидрогеохимические этажи (верхний и нижний), провинции, районы (пояса) и зоны (и подзоны) [91, 118]. Выделение наиболее крупных гидрогеохимических подразделений (этажей и провинций) осуществляется в основном по газовому составу подземных вод, а последующих подразделений (поясов, зон) — по изменению минерализации и основных компонентов ионно-солевого состава этих вод как по площади, так и в разрезе геологических структур.

Верхний гидрогеохимический этаж приурочен к верхней части разреза осадочных бассейнов и характеризуется наличием в составе растворенных газов кислорода и (или) азота атмосферного происхождения. В областях суши он охватывает зону современного гипергенеза, в субаквальных условиях — толщу осадков, находящихся на окислительной стадии диагенеза. Нижний этаж располагается глубже по разрезу бассейнов, вплоть до их фундамента. В нижнем этаже по преобладающему газовому составу подземных вод выделяются гидрогеохимические провинции: азотная, метановая, азотно-метановая, углекислая и сероводородно-углекислая и т. п. Гидрогеохимические провинции в свою очередь подразделяются на гидрогеохимические районы (пояса), состоящие из гидрогеохимических зон.

Под гидрогеохимической зоной (и подзоной) понимается часть разреза осадочных бассейнов (и других структур), характеризующаяся господствующим распространением подземных вод определенной минерализации (и химического состава), а под гидрогеохимическим районом (поясом) — блоки осадочных бассейнов (и других структур) с одинаковой последовательностью расположения в их разрезе (в осадочных бассейнах — до фундамента) однотипных гидрогеохимических зон (и подзон).

II.2.1. Формационно-гидрогеохимические категории осадочных бассейнов

Систематизация (типизация) гидрогеологических, и в том числе гидрогеохимических, условий в осадочных бассейнах может осуществляться по различным признакам (показателям). К наиболее важным относятся данные по преимущественному распространению в бассейнах подземных вод определенной степени минерализации и по характеру вертикальной гидрогеохимической зональности. Эти показатели демонстрируют взаимодействие различных факторов формирования подземных вод: они находятся в тесной зависимости от главнейших особенностей геологического строения и развития осадочных бассейнов и прежде всего строго коррелируются с наличием в них определенных групп геологических формаций, со строением рядов этих формаций [12, 118, 138, 257]. В связи с этим типизация осадочных бассейнов по преобладающей минерализации подземных вод и строению вертикальной гидрогеохимической зональности может рассматриваться в качестве формационно-гидрогеохимической типизации бассейнов.

Осадочные бассейны России и других регионов [80, 90, 118, 147 и др.] можно подразделить на три группы, существенно различающиеся характером гидрогеохимической зональности (рис. II.2).

Бассейны I группы характеризуются в основном закономерным изменением минерализации подземных вод в разрезе и по площади в соответствии с их фациально-формационными особенностями. Они сложены преимущественно слабодислоцированными породами, находящимися на стадиях диагенеза и катагенеза (а также гипергенеза — в приповерхностных субаэральных условиях). Для всех них характерно широкое распространение в нижнем этаже седиментогенных вод. Эта группа бассейнов по преобладанию в них подземных вод разной минерализации подразделяется на шесть основных типов (рис. II.2).

В осадочных бассейнах первого типа (*1*) содержатся обычно только пресные (до 1 г/кг) и слабосоленые (до 3—5, реже до 10 г/кг) воды. Все эти бассейны расположены в областях суши с гумидным климатом и сложены в основном континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными сероцветными формациями (песчано-глинистыми, угленосными, угленосными лимническими, полимиктовыми молассоидными, базальт-галечниково-песчано-глинистыми и др.). К этому типу принадлежат, например, впадины (Селенгинская, Баргузинская, Тункинская и др.) Байкальской рифтогенной системы, Амуро-Зейская межгорная Амурской складчатой области, Кулундинская синеклиза Западно-Сибирской платформы.

В осадочных бассейнах второго типа (*2*) в верхних частях разреза распространены преимущественно пресные воды (до 1 г/кг), а в нижних — соленые воды (до 35 г/кг), а местами и слабые рассолы (до 40—70 г/кг). Подобные бассейны широко распространены в областях суши с гумидным климатом в пределах древних и молодых платформ, островодужных структур в западной части Тихого океана и др. Для этих бассейнов характерны широкое развитие морских терригенных, карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных формаций и отсутствие в них галогенных формаций.

К третьему типу (*3*) отнесены осадочные бассейны с пресными (до 1 г/кг), солеными (до 35 г/кг) и рассольными (до 140—350, реже до 400—420 г/кг) водами. Пресные и соленые воды залегают в верхних частях разреза бассейнов, а рассолы в нижних. Бассейны располагаются

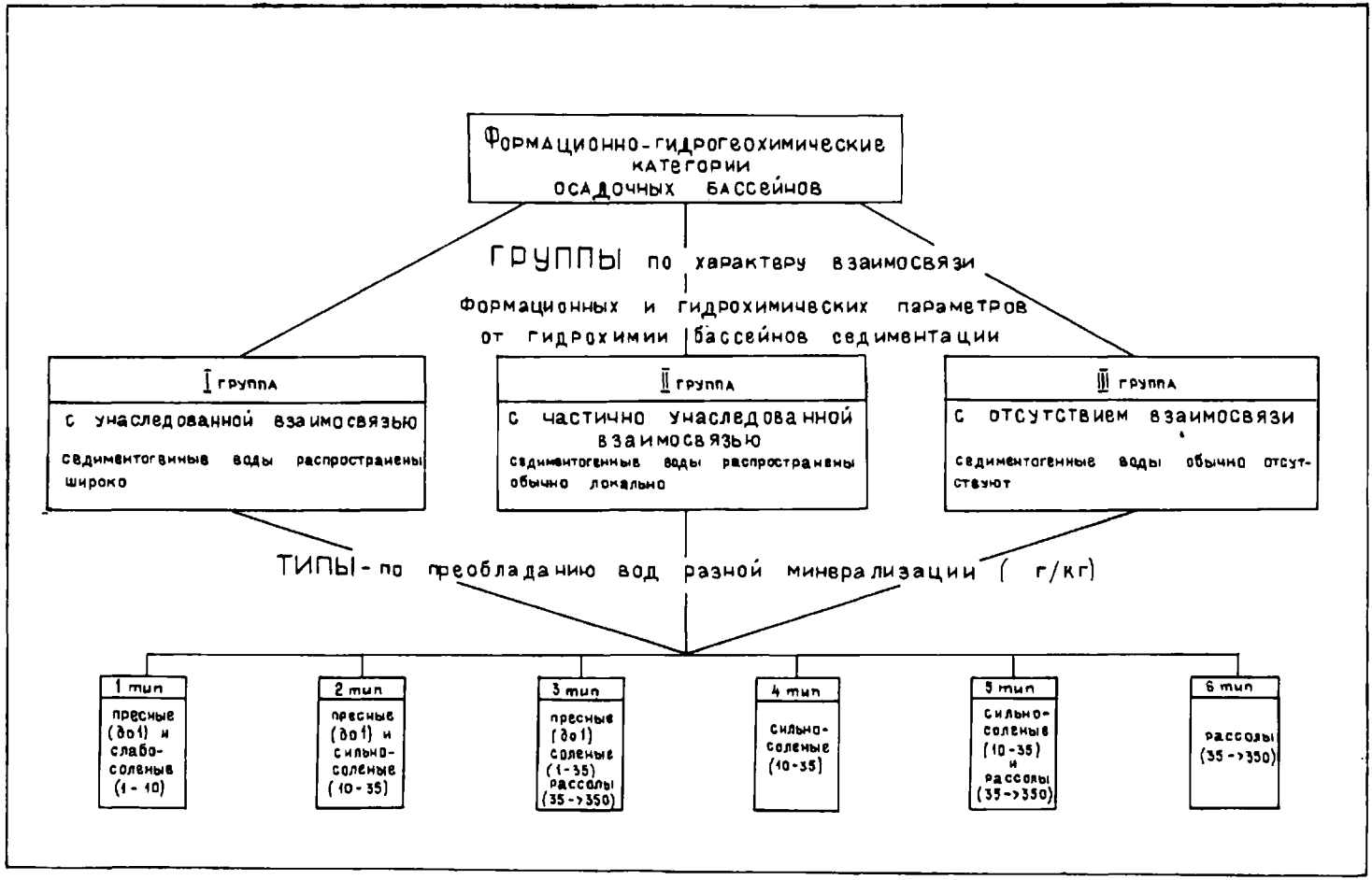


Рис. II.2. Схема соотношения формационно-гидрогеохимических категорий осадочных бассейнов.

в областях суши в основном с гумидным климатом, и для них характерно наличие в разрезе галогенных формаций (на Русской и Северо-Американской платформах и в южной части Сибирской).

Четвертый тип (*4*) представлен бассейнами с преимущественным развитием сильносоленых хлоридных вод с минерализацией 10—35 г/кг. Пресные (до 1 г/кг), солоноватые (1—3 г/кг) воды и хлоридные рассолы с минерализацией более 50—70 г/кг в них практически отсутствуют. Эти бассейны сложены в основном морскими формациями (осадочными и вулканогенно-осадочными), местами континентальными аридными. Они расположены главным образом в субаквальных (морских) условиях, реже в областях суши.

В бассейнах пятого типа (*5*) в верхних частях разреза развиты преимущественно сильносоленые (1—35 г/кг) хлоридные воды, а в нижних — хлоридные рассолы с минерализацией в основном 100—140 г/кг (до 270—360 г/кг). Пресные и солоноватые (до 3 г/кг) воды здесь отсутствуют. Характерно региональное распространение галогенных формаций. В верхних частях разреза залегают обычно морские или континентальные аридные формации. Бассейны расположены большей частью в субаквальных областях, а также в областях суши с аридным климатом.

К шестому типу (*6*) отнесены бассейны, в которых развиты только хлоридные рассолы; пресные и соленые воды отсутствуют. Бассейны этого типа довольно редки. Они известны на суше в областях многолетней мерзлоты (на Сибирской платформе в юго-западной части Анабаро-Оленёкской антеклизы и на юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы), а также в аридных зонах в районах интенсивного современного соленакопления (на Туранской платформе в районе Кара-Богаз-Гола).

Ко II и III группам принадлежат осадочные бассейны с незакономерным (относительно фациально-формационных показателей) изменением в них минерализации подземных вод. Сложены они в основном сильнодислоцированными и метаморфизованными (от слабо- до сильнометаморфизованных — зеленосланцевой фации метаморфизма) осадочными и вулканогенно-осадочными формациями. Наряду с пластовыми скоплениями подземных вод широко распространены (а нередко и преобладают) трещинно-жильные скопления — в разнообразных системах трещин, связанных с тектоническими нарушениями (зонами разломов, надвигов и т. п.). В структурно-гидрогеологическом отношении эти бассейны принадлежат к адартезианским структурам и адмассивам. Сложный характер гидрогеохимической зональности в них обусловлен соответственно сложной тектоникой. По зонам нарушений здесь контактируют блоки разновозрастных пород, часто с резко различными по минерализации и химическому составу подземными водами, в открытые зоны разломов поступают (и смешиваются) подземные воды разного состава из различных частей разреза. Кроме того, существенно усложняются гидрогеохимические условия в бассейнах этих групп в областях современного и молодого вулканизма в связи с поступлением в чехол углекислого газа, сероводорода, фтора, бора, мышьяка и других компонентов.

Бассейны II и III групп подразделены (так же, как и I группы) по признаку преобладающей минерализации содержащихся в них подземных вод на шесть типов (рис. II.2): 1) с пресными и слабосолеными водами; 2) с пресными и сильносолеными водами; 3) с пресными, солеными и рассольными водами; 4) с солеными водами; 5) с сильносолеными и рассольными водами; 6) с рассольными водами.

Во II группе к первому типу (*1*) отнесены бассейны, сложенные дислоцированными континентальными гумидными терригенными, в том числе угленосными, формациями (Чульманский бассейн и др.), с пресными и солоноватыми гидрокарбонатными водами. Второй тип (*2*) объединяет бассейны, выполненные в основном дислоцированными морскими песчано-глинистыми и терригенно-карбонатными отложениями (структуры Западного Копетдага, южного склона Большого Кавказа и др.). Для бассейнов, расположенных в областях современного вулканизма, характерен сероводородно-углекислый состав водорастворенных газов. Бассейны II группы с наличием хлоридных рассолов, взаимосвязанные с сильнодислоцированными галогенными формациями, выделены в третий тип (*3*) (Украинские Карпаты в пределах Бориславо-Покутского и Скибовского покровов).

Следует отметить, что в осадочных бассейнах II группы с преобладанием слабометаморфизованных формаций (адартезианских бассейнах), несмотря на сложную разломную тектонику и пликативные нарушения, сохраняются местами значительные массы седиментогенных вод. При этом и в тектонически разобщенных блоках в пределах зоны катагенеза химический состав подземных вод однотипных формаций мало меняется. Соленые воды хлоридного состава связаны в бассейнах этой группы в основном с морскими формациями, а хлоридные рассолы — с галогенными формациями.

Среди осадочных бассейнов III группы наиболее широко распространены бассейны первого типа (*1*) с преимущественным развитием пресных, а в нижнем этаже также слабосоленых подземных вод атмосферного питания. Для бассейнов второго типа (*2*) характерно наличие в нижнем этаже местами гидрокарбонатно-хлоридных соленых азотных или углекислых вод, представляющих собой смесь инфильтрогенных вод с седиментогенными и метаморфогенными (структуры на северном и южном склонах Большого Кавказа и др.). В областях современного вулканизма довольно широко распространены бассейны с наличием в нижнем этаже сульфатных, хлоридно-сульфатных и хлоридных углекислых и сероводородно-углекислых терм (Камчатка и др.). Хлоридные рассолы седиментогенного облика вскрыты в метаморфических толщах нижнего протерозоя Печенгской впадины (тип *3*). Структуры с преобладанием соленых вод встречаются в областях как континентального засоления, так и развития многолетней мерзлоты (тип *4*).

В осадочных бассейнах III группы, сложенных сильнометаморфизованными формациями (адмассивах), седиментогенные воды в чистом виде не сохраняются. Они замещены здесь либо метаморфогенными, либо инфильтрогенными водами. Но даже и в этих структурах определенные формационно-гидрогеохимические связи прослеживаются, хотя и в ослабленном виде, в формациях, испытавших зональный метаморфизм зеленокаменной стадии.

II.2.2. Общие черты зональности минерализации, химического состава и металлоносности подземных вод

Во всех охарактеризованных типах (и подтипах) слабодислоцированных осадочных бассейнов наблюдается тесная зависимость между степенью минерализации и химическим составом подземных вод и литолого-фациальными особенностями водовмещающих формаций. Причем эта зависи-

мость по-разному проявляется для различных гидрогеохимических этажей (и соответственно зон литогенеза) в областях суши и акваториях.

В областях суши с гумидным климатом в верхнем этаже — в пределах зоны гипергенеза — минерализация и химический состав подземных вод определяются в основном вещественным составом пород, наличием в них тех или иных водорастворимых соединений. Так, например, хлоридные натриевые соленые и рассольные воды выщелачивания ($rNa/rCl \approx 1$; $Cl/Br > 1500$) установлены только среди соленосных (галитсодержащих) формаций, сульфатные кальциевые соленые воды — среди формаций, содержащих пласты и включения гипса и ангидрита и т. п. В областях суши с аридным климатом существенное (а иногда и решающее) влияние на минерализацию и химический состав подземных вод в верхнем этаже оказывают процессы континентального засолонения.

В пределах зоны диагенеза (в акваториях) и в зоне катагенеза осадочных бассейнов (по имеющимся данным до глубин 4—6 км) минерализация и химический состав подземных вод являются в значительной мере унаследованными от вод древних бассейнов седиментации, в которых происходило накопление водовмещающих (или смежных с ними) осадочных формаций. Так, высококонцентрированные рассолы с минерализацией 270—350 г/кг и более (до 420 г/кг) установлены только в осадочных бассейнах с развитием пластовых залежей каменной и (или) калийной солей, очевидно накапливавшихся в водоемах высокой солености. В районах развития карбонатных и терригенных толщ с пластами гипса и ангидрита минерализация подземных рассолов не превышает 140—200 г/кг, т. е. также определяется соленостью вод в бассейнах седиментации при накоплении в них солей сульфатов кальция. В морских терригенных и карбонатных формациях минерализация подземных вод в пределах нижнего этажа (без влияния галогенных формаций) не превышает 30—40 г/кг, а в континентальных гумидных терригенных формациях (без влияния морских и галогенных формаций) — 3—10 г/кг [13, 119, 138, 257, 384].

Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют, что гидрогеохимическая зональность в осадочных бассейнах в пределах зон диагенеза, катагенеза и гипергенеза определяется в первую очередь их структурно-формационными особенностями: распределением в них (по площади и в разрезе) осадочных формаций разного типа. При этом большое значение имеет не только наличие в бассейне определенных формаций (например, галогенных, карбонатных и т. п.), но и положение их в разрезе структур, характер уплотненности, дислоцированности и других постседиментационных изменений формационных тел. Причем эти взаимосвязи наиболее четко выражены в артезианских бассейнах, в адартезианских они затушевываются разрывными и пликативными дислокациями и проявлениями метаморфизма. В ослабленном виде эти закономерности прослеживаются даже в адмассивах в формациях, испытавших зональный метаморфизм зеленокаменной стадии [257].

Кроме того, важное влияние на характер гидрогеохимической зональности оказывают процессы тектогенеза и вулканизма. При этом в осадочных бассейнах возникают гидротермальные системы, существенно усложняющие облик гидрогеохимической зональности.

Концентрация большинства металлов в подземных водах верхнего этажа осадочных бассейнов в областях суши — в пределах зоны гипергенеза — составляет обычно тысячные доли миллиграмма и менее на 1 кг воды. Относительно повышенные концентрации (часто до 0,01—

0,5 мг/кг) характерны для Fe, Mn, Al, а также Zn (до 0,01—0,04 мг/кг). Некоторое общее повышение концентрации металлов установлено для вод зоны гипергенеза в осадочных бассейнах с аридным климатом, мг/кг: Zn — до 0,05—0,2; Au — до 0,0002, Ag — до 0,0002; U — до 0,05; Se — до 0,01; La — до 0,03; Ce — до 0,003; Sc — до 0,0002 [215]. На отдельных участках зоны гипергенеза в местах интенсивного окисления сульфидной минерализации формируются кислые воды, обогащенные (до 1—10 г/кг и более) многими металлами (Fe, Cu, Pb и др.).

В пределах нижнего этажа рассматриваемых бассейнов металлоносность подземных вод зависит прежде всего от степени их минерализации. С учетом этих закономерностей осадочные бассейны могут быть подразделены на следующие основные группы с разным характером металлоносности подземных вод в нижнем этаже [215].

1. Бассейны с преобладанием крепких (до 270—350 г/кг) хлоридных кальциево-натриевых (и кальциевых) металлоносных рассолов и растворенными газами метанового и метаново-азотного состава, местами обогащенными сероводородом. Эти хлоридные рассолы содержат обычно высокие концентрации различных металлов, мг/кг: Fe — до 500—3000 (реже до 6000); Mn — до 50—200 (реже до 300—600); Zn — до 20—100; Pb — до 1—20; Cu — до 0,5—3 (реже до 5—20); Hg — до 0,01—0,02; Mo — до 0,02—0,2 и т. п. Температура этих хлоридных металлоносных рассолов на глубине 3—5 км достигает 150—200 °С и более. В строении осадочного чехла бассейнов участвуют галогенные формации.

2. Бассейны с преобладанием хлоридных натриевых сильносоленых (20—35 г/кг) вод и слабых рассолов (до 70—140 г/кг) с газами метанового и метаново-азотного состава. Концентрации металлов в водах этих бассейнов более низкие, мг/кг: Zn обычно до 0,1—0,5; Pb — до 0,01—0,05; Cu — до 0,01—0,1 и т. п. Эти осадочные бассейны сложены преимущественно морскими терригенными и карбонатными формациями.

3. Бассейны с широким развитием хлоридных натриевых углекислых соленых вод и рассолов. Хлоридные углекислые рассолы приурочены к осадочным бассейнам с галогенными формациями и проявлениями молодого (KZ) вулканизма. В них, как и в бассейнах первой группы, высокая концентрация многих металлов (Fe, Mn, Zn, Pb, Cu и др.). Кроме того, хлоридные углекислые рассолы существенно обогащены As, B, Li.

4. Бассейны с широким развитием высокотермальных хлоридных натриевых сероводородно-углекислых и углекислых соленых вод. Эти структуры сложены преимущественно морскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными формациями и характеризуются проявлениями современного вулканизма. В соленых водах этих бассейнов содержатся разнообразные металлы, мг/кг: Zn — до 0,01; Cu — до 0,1; Pb — до 0,01; Hg — до 0,1; Mo — до 0,1—0,5; Rb — до 0,5—1; Cs — до 0,5—1; Li — до 1—10; Fe — до 1—10; Mn — до 1—10; As — до 10—100 и др. В кислых хлоридных (и сульфатно-хлоридных) фумарольных термах содержание фтора достигает 50—500 мг/кг, а в щелочных хлоридных термах — обычно не превышает 0,5—1, реже 5—20 мг/кг.

5. Бассейны с пресными и слабосолеными (до 3—10 г/кг) гидрокарбонатными и гидрокарбонатно-хлоридными азотными и азотно-метановыми водами. В строении этих бассейнов участвуют в основном терригенные континентальные гумидные формации. Концентрация металлов в подземных водах бассейнов обычно довольно низкая, мг/кг: Fe — до 0,1; Zn — до 0,01; Pb — до 0,01; Cu — до 0,001; Pb — до 0,001 и т. п.

II.2.3. Зональность газового состава подземных вод

В осадочных бассейнах суши вертикальная зональность растворенных газов подземных вод проявляется обычно в смене вниз по разрезу кислородно-азотных газов азотными, а последних — метановыми, реже сероводородно- и (или) углекисло-метановыми [13, 91, 118, 128, 138, 142, 254].

Растворенные газы кислородно-азотного состава содержатся в основном в водах верхних водоносных горизонтов верхнего этажа, залегающих выше местных базисов эрозии и разгружающихся (в естественных условиях) часто в виде источников. В бассейнах с гумидным климатом эти воды по ионно-солевому составу обычно гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые, реже хлоридные натриевые, с минерализацией от 0,3—0,5 до 2—3 г/кг. Особенно характерны кислородно-азотные растворенные газы для трещинно-карстово-пластовых вод в карбонатных и галогенных формациях. Газосодержание этих вод колеблется обычно в пределах 25—35 $см^3/л$. Содержание кислорода в них достигает 25—30 об. %. Для кислородно-азотных газов характерны весьма низкие концентрации газов группы He, обычно не превышающие 0,001—0,003 об. %. Отношение He/Ar в них не превышает 0,001—0,002. Кислородно-азотные газы в подземных водах верхнего этажа представляют собой малоизмененный растворенный воздух.

В пределах верхнего этажа кислородно-азотные растворенные газы атмосферного происхождения сменяются вниз по разрезу обычно азотными газами также атмосферного происхождения. Кислород в них израсходован на различные окислительные реакции. Соотношение аргона и азота в них мало отличается от наблюдаемых в кислородно-азотных газах. Местами в верхнем этаже в областях суши наряду с кислородно-азотными и азотными водорастворенными газами встречаются (например, на верховых торфяниках) водорастворенные метановые газы. Метана в них до 70—90 об. %, при подчиненной роли азота и углекислого газа.

В верхнем гидрогеохимическом этаже бассейнов в субаквальных условиях в зоне окислительного диагенеза водорастворенные газы имеют повсеместно азотно-метановый и углекисло-азотно-метановый состав.

В нижнем этаже осадочных бассейнов отчетливо преобладают водорастворенные газы азотно-метанового и метанового состава. Довольно широко развиты газы метаново-азотные и азотные, а также сероводородно-углекисло-метановые и углекисло-метановые.

По условиям распространения водорастворенных газов в нижнем этаже осадочные бассейны могут быть подразделены на несколько основных групп. К первой группе можно отнести бассейны (и их части), в нижнем этаже которых развиты водорастворенные газы преимущественно метанового состава. Это, например, — бóльшая часть Западно-Сибирской платформы, западная часть Сибирской и др. Для этих бассейнов характерно преобладание морских и прибрежно-морских терригенных (и карбонатно-терригенных) формаций. Содержание метана во всех гидрогеологических комплексах мезозоя во внутренних районах Западно-Сибирской платформы изменяется обычно от 70—75 до 95—99 об. %. Газонасыщенность вод постепенно возрастает во всех комплексах при продвижении к внутренним частям от 300—500 до 1000—3000 $см^3/л$.

Вторая группа объединяет бассейны (и их части), в нижнем этаже которых с глубиной происходит смена азотных и метаново-азотных газов

азотно-метановыми и метановыми. К этому типу относится, например, южная часть Западно-Сибирской платформы. Насыщенность вод газами азотного и метаново-азотного состава в водоносных комплексах апт-сеномана колеблется от 50 до 200 $см^3/л$, тогда как метановых вод в юрском комплексе достигает 500—800 $см^3/л$.

К третьей группе относятся бассейны с водорастворенными газами в нижнем этаже, преимущественно метановые, местами углекисло-сероводородные, углекисло-сероводородно-метановые. Они характерны для бассейнов, сложенных в основном карбонатно-галогенными формациями (южная часть Сибирской платформы и др.). Газонасыщенность метановых вод здесь обычно до 300—500, углекисло-сероводородных — до 800—1000 $см^3/л$. В метановых газах часто довольно высокие (до 10—20 об. % и более) содержания «тяжелых» углеводородов (этана, пропана, бутана и др.). Отношение He/Ar в них колеблется от 0,5—1 до 5—10 и более. Количество радиогенного аргона достигает 40—50 % (от общего аргона).

Четвертая группа объединяет бассейны, в которых водорастворенные газы в нижнем этаже образуют следующую зональность (вниз по разрезу): азотные и метаново-азотные→метановые, азотно-метановые и углекисло-сероводородно-азотно-метановые→азотно-метановые и метановые (и местами углекисло-метановые). Этот тип зональности характерен для осадочных бассейнов, сложенных в верхней части разреза континентальными и морскими, часто красноцветными формациями, в средней — галогенными, в нижней — терригенными и терригенно-карбонатными морскими и континентальными (Амударьинская синеклиза Туранской плиты и др.).

К пятой группе следует отнести бассейны (и их части) с широким распространением в них водорастворенных газов, обогащенных углекислым газом, и в частности углекисло-метановых и (или) сероводородно-углекисло-метановых с содержанием углекислого газа нередко до 40—50 % при газонасыщенности 1000—2000 $см^3/л$ и более (южная часть Скифской плиты, Паннонская впадина и др.). Высокие концентрации углекислого газа в этих бассейнах (500—1000 $см^3/л$ и более) обусловлены миграцией углекислого газа из пород фундамента во взаимосвязи с метаморфическими процессами в настоящее время и, вероятнее всего, с термометаморфизмом карбонатных пород в земной коре.

Шестая группа объединяет бассейны с преимущественным развитием в их нижнем этаже азотных газов (центральные и западные районы Русской платформы и др.). На Русской платформе газонасыщенность вод азотным газом в девонских отложениях колеблется часто от 50 до 200, а в восточных достигает 300—500 $см^3/л$. Наиболее вероятным источником азота в водорастворенных газах является органическое вещество, а также азот, выделяющийся из пород при их метаморфизме [128].

К седьмой группе относятся бассейны, расположенные в областях современного и молодого вулканизма. Обычная нормальная газовая зональность подземных вод (смена по разрезу вниз азотных водорастворенных газов метановыми) существенно осложняется в пределах гидротермальных систем, очаги разгрузки которых, как правило, тяготеют к действующим (или к действовавшим в неоген-четвертичное время) вулканам. Водорастворенные газы этих гидротерм имеют преимущественно углекислый, азотно-углекислый и сероводородно-углекислый состав.

II.2.4. Зональность изотопного состава подземных вод

Довольно четко в осадочных бассейнах выражена зональность изотопов кислорода и водорода подземных вод. В пределах верхнего гидрогеохимического этажа, охватывающего зону современного гипергенеза, распределение изотопов кислорода и водорода в подземных водах подчиняется в целом закономерностям, установленным Г. Крейгом [53] и другими, т. е. значения δD и $\delta^{18}O$ этих вод ложатся обычно вблизи прямой Крейга ($\delta D = \delta^{18}O + 10$), отражая их современное атмосферное (метеогенное) происхождение. Изотопный состав кислорода и водорода подземных вод нижнего этажа часто достаточно четко указывает на их седиментогенную природу, что находится в соответствии с другими показателями их генезиса (особенности химического состава вод, в том числе Cl/Br, rNa/rCl и др.). Средние значения δD и $\delta^{18}O$ в Припятской впадине соответственно равны, ‰: 1) в поверхностных водах —74 и —10,7; 2) в надсолевых подземных водах верхнего этажа —69 и —9,7; 3) в межсолевых хлоридных рассолах —25 и 0; 4) в подсолевых хлоридных рассолах —28 и —0,7; в Волго-Уральском бассейне — в поверхностных и подземных водах верхнего этажа —104 и —14,8; в хлоридных рассолах нижнего этажа девонских отложений —43 и —3; каменноугольных отложений —49 и —5,4 [53]. Сходные закономерности установлены и в других осадочных бассейнах. Менее четко по гидроизотопным показателям от вод верхнего этажа обособляются древнеинфильтрогенные воды нижнего этажа.

II.2.5. Зональность микробиологического состава подземных вод

В подземных водах осадочных бассейнов в пределах верхнего этажа — в зонах гипергенеза (в субаэральных условиях) и диагенеза (в субаквальных условиях) — установлено наличие разнообразной обильной микрофлоры, оказывающей часто существенное влияние на процессы формирования подземных вод [172, 173, 342 и др.].

Для подземных вод из верхних частей зоны гипергенеза характерно преимущественное распространение аэробных бактерий (тионовых, метанокисляющих и др.), развивающихся активно при наличии свободного кислорода. Весьма велика геохимическая роль тионовых бактерий, осуществляющих окисление восстановленных соединений серы. В нижних частях этой зоны распространены обычно как аэробные (тионовые и др.), так и анаэробные (сульфатвосстанавливающие, водопродуцирующие, денитрифицирующие и др.) бактерии.

В субаквальных осадочных бассейнах в породах зоны диагенеза до глубины 0,2—0,4 м установлена обильная микрофлора — более 1000 млн бактерий на 1 г осадка при явном господстве (на 1—2 порядка) аэробной микрофлоры. На глубине 0,4—1 м содержание микрофлоры уменьшается на 3—4 порядка, при этом количество аэробов и анаэробов выравнивается. Высокой активностью в зоне диагенеза обладают аммонифицирующие, нитрифицирующие, метанокисляющие, метанобразующие, сероводородобразующие и др. В результате их воздействия здесь активно протекают процессы биокаталитического окисления органического вещества осадков. При этом в больших количествах образуются газы, главным образом CH_4, CO_2, H_2S, H_2 и др., а в телах бактерий накапливается биомасса, богатая белками и липидами, которая в дальнейшем служит источником микронефти. В зоне диагенеза в основном завершается биогенное преобразование углеводородных соединений.

Представления о закономерностях распространения и жизнедеятельности микрофлоры в подземных водах зоны катагенеза осадочных бассейнов, несмотря на большой объем выполненных исследований, остаются еще во многом дискуссионными. Во-первых, несомненно доказано наличие разнообразных бактерий (сульфатвосстанавливающих, денитрифицирующих, метанопродуцирующих, водородпродуцирующих, тионовых и других физиологических групп) в пластовых подземных водах осадочных бассейнов разного типа до глубины 3—4 км [172, 173]. Бактерии установлены в зоне катагенеза в подземных водах с разнообразной минерализацией (в основном от 3—5 до 100—140 г/кг) преимущественно хлоридного состава. Количество их в подземных водах, отбираемых из скважин, достигает десятки тысяч — миллионы клеток в 1 мл воды. Вместе с тем никогда нельзя быть уверенным, что бактерии не проникли в водоносные горизонты при бурении скважин. В хлоридных рассолах с минерализацией 200—250 г/кг и более жизнедеятельные бактерии практически не обнаружены. При температуре более 90 °С жизнедеятельность бактерий в осадочных бассейнах, вероятно, практически прекращается.

Глава II.3. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В разрезе осадочных бассейнов до глубин 6—8 км отчетливо выделяются два гидрогеодинамических этажа, существенно различающиеся по условиям питания и миграции подземных вод, а также по направленности в них основных гидрогеохимических процессов. Эти этажи приурочены и к разным зонам литогенеза осадочных бассейнов [118, 139, 142, 257, 370, 372].

II.3.1. Верхний гидрогеодинамический этаж

Охватывает верхнюю часть разреза осадочных бассейнов, в пределах которой подземные воды тесно взаимосвязаны с поверхностью земли и получают инфильтрационное питание за счет атмосферных (осадков) или поверхностных вод (вод океанов, морей, озер).

Верхний этаж в областях суши приурочен к зоне современного гипергенеза, в пределах которой развиты в основном кислородно-азотные и азотные инфильтрационные воды атмосферного питания, участвующие в современном климатическом кругообороте природных вод. Мощность этажа в естественных условиях в этих областях зависит в значительной мере от глубины вреза гидрографической сети и колеблется обычно от нескольких десятков (в пределах низменных равнин) до нескольких сотен метров (на холмистых равнинах и плоскогорьях). Нижняя граница его определяется обычно положением уровня регионального базиса эрозии, для прибрежных бассейнов — уровнем океана. В осадочных бассейнах с развитием мощной многолетней мерзлоты верхний этаж часто полностью промерзает (за исключением надмерзлотных и межмерзлотных вод). Существенно возрастает (до 1—3 км и более) мощность этажа в бассейнах с проявлениями современного вулканизма, а также с активным техногенным воздействием (глубокие действующие шахты; глубокие эксплуатационные скважины на нефть и воду и т. п.).

В верхнем этаже в областях суши движение жидких свободных инфильтрационных подземных вод подчинено действию гравитационных сил

и имеет в основном нисходящий характер. Положение верхней границы подземных вод (а соответственно и распределение гидростатических напоров) в субаэральных условиях в рассматриваемом этаже определяется в основном рельефом земной поверхности. Потоки подземных вод возникают здесь вследствие разностей гравитационной энергии — гидростатических напоров — в областях их питания и разгрузки и направлены обычно от водоразделов к долинам рек и морским побережьям. Скорости их в целом довольно резко убывают с глубиной, особенно в слаборасчлененных бассейнах и при чередовании в разрезе пластов хорошо проницаемых (пески, песчаники, закарстованные известняки и др.) и плохо проницаемых (глины, каменная соль и др.) пород. На глубину эти гравитационные потоки, обусловленные негоризонтальностью верхней границы подземных вод, реально распространены в пластовых водоносных горизонтах осадочных бассейнов в основном до региональных базисов дренирования. В более глубокие водоносные горизонты инфильтрационные воды атмосферного питания не поступают, хотя гидростатически они могут быть и взаимосвязаны.

Газовый состав подземных вод в пределах суши в верхнем этаже бассейнов обычно кислородно-азотный и азотный, отношение He/Ar достигает 0,001—0,005, реже 0,1 [90, 91]. Изотопный состав кислорода и водорода этих подземных вод весьма близок к их концентрациям в поверхностных водах регионов [53]. В этих водах постоянно присутствуют аэробные бактерии (тионовые, метанокисляющие и др.), использующие для своего развития свободный кислород [173].

В осадочных бассейнах суши с гумидным климатом в результате процессов выщелачивания водами атмосферного питания в терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщах формируются в основном пресные (до 0,3—0,5 г/кг), воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава.

В осадочных бассейнах суши с аридным климатом в разных типах пород (терригенных, терригенно-карбонатных и др.) широко распространены соленые воды (в основном 3—15 г/кг) реже рассолы (до 50—100 г/кг и более) хлоридно-сульфатного (и сульфатно-хлоридного) магниево-натриевого состава, формирующиеся в результате процессов континентального засолонения.

В субаквальных условиях (в пределах ложа океанов, морей, озер) верхний гидрогеодинамический этаж в осадочных бассейнах приурочен к толще осадков, находящихся в основном на окислительной стадии диагенеза. Мощность его определяется здесь глубиной инфильтрации в осадки придонных морских вод, в которых концентрация кислорода (воздушного генезиса) достигает часто 3—5 мг/л. Водообмен с морскими водами в зоне диагенеза субаквальных бассейнов охватывает обычно, по-видимому, лишь самые верхние части разреза (до глубин 0,5—1 м). На это указывают, в частности, особенности распространения микрофлоры в современных осадках (см. выше). Водообмен в этой зоне взаимосвязан с процессами уплотнения пород и газообразования, а также с восходящей миграцией подземных вод (и газов) из более глубоких частей разреза. Так же как и в осадочных бассейнах на суше, здесь резко возрастает (до 1—3 км и более) мощность верхнего этажа при проявлениях современного вулканизма с образованием конвективных (рециклинговых) систем [198].

Газовый состав подземных вод здесь преимущественно метаново-азотный и азотно-метановый, а при проявлениях современного вулканизма — сероводородно-углекислый и углекислый. По химическому составу

подземные воды представляют собой обычно незначительно видоизмененные (в результате процессов десульфатизации, разложения органического вещества и др.) воды бассейнов седиментации.

II.3.2. Нижний гидрогеодинамический этаж

В осадочных бассейнах суши этот этаж приурочен в основном к зоне катагенеза, а в акваториях — к зонам диагенеза и катагенеза. Резко возрастает (до 1—3 км и более) глубина залегания кровли как на суше, так и в акваториях, в районах проявления современного вулканизма. Для нижнего этажа наиболее характерно, что в естественных условиях сюда не поступают природные воды с дневной поверхности (воды атмосферных осадков, озерные, морские и т. п.). Питание подземных вод осуществляется в результате дегидратации уплотняющихся осадочных пород, слагающих бассейны, отжима из них жидких свободных вод, перехода физически и химически связанных вод в жидкие свободные. Распределение пластовых давлений в водоносных горизонтах нижнего этажа — в основном результат взаимодействия разнообразных процессов уплотнения и геохимического преобразования горных пород в зонах диа- и катагенеза, условий миграции отжимаемых подземных вод и образующихся здесь газов к дневной поверхности.

В нижнем этаже осадочных бассейнов фильтрационное движение подземных вод под действием гравитационных сил, возникающих вследствие негоризонтальности рельефа поверхности Земли (точнее, зеркала природных вод), обычно не происходит, так как в субаквальных бассейнах эта поверхность горизонтальна (поверхность водоема), а в областях суши это движение практически быстро затухает с глубиной и проявлено в основном лишь в пределах верхнего этажа.

В нижнем этаже осадочных бассейнов функционируют главным образом элизионные (компрессионные) гидрогеодинамические системы разного типа: элизионные геостатические (литостатические, квазиэлизионные), термоэлизионные (эксфильтрационные термодегидратационные) и др. [139, 142, 237, 353, 370].

Элизионные геостатические системы характерны для зон диагенеза и протокатагенеза осадочных бассейнов, главным образом до глубин 1—1,5 км (реже до 2 км и более). Движение подземных вод здесь определяется в основном процессами уплотнения пород под действием горного давления. Для гидродинамики термоэлизионных систем весьма важным является температурный фактор, предопределяющий, в частности, высвобождение в свободную фазу огромных масс физически и химически связанных вод и интенсивные процессы газообразования при разложении органического вещества.

Основной причиной движения подземных вод в элизионных системах является потенциальная энергия упругой деформации жидкости, возникающая при сжатии ее в результате различных процессов уплотнения и геохимического преобразования пород на стадиях диа- и катагенеза. При этом основными факторами являются: 1) уменьшение порового и трещинного пространства горных пород (под действием геостатического и геодинамического давления, а также за счет новообразования твердых минералов); 2) появление новых объемов свободной воды в результате процессов дегидратации твердых минералов и (или) миграции вод из более глубоких частей разреза бассейнов (и их фундамента); 3) повышение

температуры с глубиной. Все эти процессы приводят к увеличению удельного объема подземных вод в порах и трещинах и соответственно к повышению пластового давления этих вод. При преобладании в бассейнах нисходящих тектонических движений в песчано-глинистых, галогенных и других формациях, с чередованием в разрезе пород с разной проницаемостью, часто возникают гидродинамически изолированные блоки, в которых пластовое давление подземных вод существенно (до 1,5—2 раз, а иногда и более) превышает условное гидростатическое. Подобные сверхгидростатические (аномально высокие) пластовые давления могут возникать в разных частях разреза осадочных бассейнов, но наиболее характерны они для глубин 4—6 км и более.

Движение подземных вод из уплотняющихся осадочных толщ происходит преимущественно по субвертикальным направлениям. Очаги разгрузки этих вод тяготеют к крупным зонам разломов, соляным куполам, грязевым вулканам. Возможна и латеральная миграция потоков отжимаемых вод к краевым частям бассейнов по хорошо выдержанным и высокопроницаемым пластам.

Весьма важную роль в конвекционной миграции подземных вод осадочных бассейнов в зонах диа- и катагенеза играют процессы интенсивного газообразования (в основном метана), связанные с разложением органического вещества. При этом возникают водно-газовые смеси, которые способны активно мигрировать к дневной поверхности по образующимся периодически при растяжении проницаемым зонам (открытым трещинам и др.). Особенно активны эти процессы в главной зоне газообразования, в области температур более 200 °С, где формируется огромное количество фазовообособленных газообразных веществ (в основном метан и углекислый газ) с давлением (в закрытых порах), превышающим геостатические [185, 370]. Возникающие в порах весьма высокие давления приводят к появлению систем микротрещин, к гидроразрыву пластов, что способствует миграции этих газов в верхние части разреза и формированию там крупных газовых залежей. Возможно, что именно с этим сопряжены процессы миграции тяжелых (плотность 1,15—1,24) высококонцентрированных (до 200—350 г/кг) хлоридных металлоносных рассолов из нижних подсолевых горизонтов осадочных бассейнов в верхние части разреза.

Нужно также отметить весьма существенное иногда влияние на динамику подземных вод нижнего этажа осадочных бассейнов фундамента. При этом здесь возможны два случая. Во-первых, при новообразовании трещин в фундаменте бассейнов подземные воды из водоносных горизонтов чехла будут мигрировать (засасываться) в возникающие системы трещин. Эти процессы весьма характерны для погребенных сводовых поднятий фундамента древних платформ (Татарский свод Русской платформы и др.). Во-вторых, и это более характерно для молодых платформ (Западно-Сибирской, Скифской и др.), по зонам разломов в осадочный чехол бассейнов внедряются углекислый газ и водные растворы, взаимосвязанные с метаморфическими процессами.

Значительно активизируются процессы миграции подземных вод в осадочных бассейнах при существенных перестройках их структурного плана, при внедрении магматических тел в чехол бассейнов. В результате воздействия интрузий температура подземных вод в зонах экзоконтакта возрастает до 800—1000 °С. Возникают сложно построенные гидротермальные термоконвекционные гидрогеодинамические системы, в питании которых обычно участвуют подземные воды как нижнего, так и верхнего

этажей. Достоверных данных о поступлении при этом в осадочный чехол мантийных водных флюидов не имеется. В том случае, когда магматические тела залегают на достаточно больших глубинах и хорошо изолированы от поверхности земли мощными выдержанными водоупорами, в нижних горизонтах осадочного бассейна может возникнуть закрытая термоконвекционная система, не достигающая поверхности земли.

В осадочных бассейнах, содержащих галогенные формации, установлены широкие масштабы гравитационной нисходящей струйной миграции хлоридных рассолов (преимущественно седиментогенных — захороненной маточной солеродной рапы) в подстилающие формации разного типа. Повсеместно в подсолевых отложениях (в том числе морских, континентальных гумидных и др.) этих бассейнов содержатся хлоридные кальциево-натриевые (реже кальциевые) металлоносные рассолы с минерализацией до 200—270 г/кг (реже до 350 г/кг), с высокими содержаниями брома (до 4—6 г/кг), калия (до 5—10 г/кг). Наличие этих рассолов в подсолевых отложениях можно связать только с процессами их гравитационной нисходящей струйной миграции из галогенных формаций [119, 384] во взаимосвязи с формированием и преобразованием этих формаций на стадиях синдиагенеза.

Важно отметить также, что для подземных вод нижнего этажа кроме фильтрационного (вынужденного конвекционного) движения, происходящего под действием гидравлического градиента, существенную роль приобретают процессы диффузионного переноса вещества, обусловленные градиентами геотермического, концентрационного и геоэлектрического полей. В условиях описываемого этажа при малых гидравлических градиентах диффузионный массоперенос в периоды тектонической стабильности становится часто соизмеримым с фильтрационным движением.

В нижнем этаже осадочных бассейнов как на суше, так и в акваториях развиты в основном (по имеющимся данным до глубин 5—7 км) метановые и метаново-азотные (местами с сероводородом), в нижних горизонтах — также углекисло-метановые соленые и рассольные воды преимущественно хлоридного натриевого и кальциево-натриевого состава с минерализацией обычно от 10—15 до 300—350 г/кг. Реже в нижнем этаже содержатся метановые и метаново-азотные пресные и слабосоленые (до 5 г/кг, иногда более) гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. По генезису подземные воды в нижнем этаже в основном седиментогенные, захороненные с осадками, а также возрожденные (за счет физически и химически связанных вод) и реже древнеинфильтрационные воды, связанные с древними континентальными перерывами в осадконакоплении.

Глава II.4. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Температура подземных вод в осадочных бассейнах изменяется в весьма широких пределах: от минус 3—5 до плюс 100—300 °С и более. Весьма холодные и переохлажденные подземные воды с отрицательными температурами установлены в бассейнах с развитием в верхней части разреза мощной толщи многолетнемерзлых пород. Наиболее горячие воды с температурой до 300 °С и более приурочены к нижним горизонтам чехла осадочных бассейнов на глубинах более 8—10 км, а также фик-

сируются на глубинах до 1—3 км в бассейнах с проявлениями современного вулканизма.

Во всех осадочных бассейнах наблюдается повышение температуры подземных вод по мере увеличения глубины их залегания. Однако эти изменения температур в разных бассейнах происходят неодинаково в зависимости от особенностей их геологического строения (проявлений магматизма, степени дислоцированности и др.), геологических условий (степени водопроницаемости пород и др.) и физико-географических условий (наличие многолетней мерзлоты и др.).

В осадочных бассейнах древних платформ, сложенных в основном рифейскими, вендскими и палеозойскими отложениями, геотермический градиент колеблется обычно в пределах 15—20 °С/км. Тепловой поток в них составляет 50—70 МВт/м^2 (в зонах разломов до 80 МВт/м^2). В этих бассейнах на глубине 1 км температура вод обычно не превышает 20—25, на глубине 2,5—3 км достигает 40—50, реже 60—70, на глубине 5—6 км 100—150, реже 180—200 °С (Русская, Северо-Американская платформы и др.). Вместе с тем в центральных и северных районах Сибирской платформы, где развита мощная многолетняя мерзлота, температура подземных вод в рифейских, вендских и нижнепалеозойских отложениях на глубине 1,0—1,5 км не превышает 10 °С, на южном склоне Анабарского массива на глубинах 1,7 км — всего около 2—3 °С. Температура на максимально изученных глубинах в бассейнах Русской платформы составляет, °С: в Прикаспийском 175 (глубина 6519 м), Днепровско-Донецком 189 (6200 м), Тимано-Печорском 107 (5629 м); в бассейнах Северо-Американской платформы — в Мичиганском 117 (5324 м), Пермском 200 (8687 м), Западном Внутреннем (прогибе Анадарко) 242 (9583 м), Западно-Канадском 196 (6400 м) [33].

В осадочных бассейнах молодых платформ (Западно-Сибирской, Скифской, Туранской и др.) и некоторых древних (Австралийской, Северо-Африканской и др.), сложенных в основном мезозойско-кайнозойскими отложениями, геотермический градиент в среднем составляет 25—30 °С/км (реже до 40—50 °С/км). Эти бассейны характеризуются тепловым потоком в среднем от 50 до 70 МВт/м^2 (в зонах нарушений до 80—90 МВт/м^2). В целом сходные гидрогеотермические условия наблюдаются в межгорных впадинах и прогибах, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями. В бассейнах, расположенных в кайнозойских подвижных поясах (Ферганская, Рионская, Куринская впадины и др.), геотермический градиент также повышенный (25—30 °С/км) и плотность теплового потока составляет в среднем 60—80 МВт/м^2. Для всех этих бассейнов характерно обычно относительно спокойное тепловое поле с повышенным темпом нарастания температуры с глубиной. На глубине около 1 км температура подземных вод в бассейнах обычно составляет 20—30, на глубинах 2 км 40—60, на глубинах 3 км достигает 90—150, на глубинах 4—5 км 160—180 °С. Температура на максимально изученных глубинах в этой группе бассейнов следующая, °С: Персидского залива 238 (6408 м), Мексиканского залива 296 (7544 м), Венском 230 (8553 м), Предкарпатском 200 (7500 м) [237].

Существенно усложняются гидрогеотермические условия в осадочных бассейнах платформ и межгорных впадин, охваченных новейшей тектонической активизацией (южная часть Скифской платформы, Паннонская впадина и др.). Спокойное тепловое поле в этих структурах нарушено внедрением по зонам разломов в верхние части разреза термальных вод

и газов из глубоких частей разреза бассейнов и их фундамента. Тепловой режим в этих бассейнах высокий: геотермический градиент составляет в среднем 30—40 °С/км, плотность теплового потока 80—100 мВт/м². В этих бассейнах часто выявляются термальные аномалии в виде термальных источников с температурой до 50—75 °С.

Для осадочных бассейнов с проявлениями современного вулканизма (впадины Калифорнийского, Эфиопского рифтов и др.) характерны контрастное распределение тепловых полей и часто высокие геотермические градиенты: 40—50° С/км и более. Плотность теплового потока в этих бассейнах обычно более 100, часто 250—450 мВт/м². Температура подземных вод здесь на глубине 1 км колеблется в пределах 50—200, 2 км — 100—300 °С [13, 160]. Вблизи магматических тел на глубине до 1—2 км температура вод может достигать 560—600 °С и более.

Глава II.5. ОСНОВНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Имеющийся обширный материал по гидрогеологии и гидрогеохимии осадочных бассейнов различных регионов Земли [13, 89, 90, 119, 142, 147 и др.] позволяет подземные воды осадочных бассейнов подразделить на 14 основных групп (рис. II.3), каждая из которых включает в себя воды определенного химического состава и физических свойств, обладающие к тому же сходными условиями распространения и формирования. Они могут рассматриваться в качестве парагенетических ассоциаций подземных вод, для которых (что важно отметить) характерны и определенные типы месторождений подземных вод.

1. Преимущественно кислородно-азотные (и азотные) холодные пресные с минерализацией до 0,3—0,5 г/кг, преимущественно гидрокарбонатные воды. Они приурочены к верхнему этажу осадочных бассейнов в областях суши с гумидным климатом и широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

2. Кислородно-азотные (и азотные) холодные воды с минерализацией преимущественно до 1—1,5 г/кг обычно пестрого химического состава (гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные и др.). Они формируются в верхнем этаже осадочных бассейнов в областях суши с аридным климатом и широко используются для нужд водоснабжения.

3. Кислородно-азотные (и азотные) холодные пресные гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные лечебные воды, обогащенные железом (полюстровские и др.), либо радоном (лопухинские и др.), либо органическим веществом (нафтуся и др.). Эти воды формируются в верхнем этаже осадочных бассейнов в областях гумидного климата.

Рис. II.3. Основные парагенетические группы подземных вод артезианских и адартезианских структур осадочных бассейнов.

В графе «Компоненты» указаны те компоненты, содержания которых в водах, мг/кг, соответствуют действующим нормам, позволяющим относить их либо к минеральным лечебным, либо к промышленным [119]. В скобках приведены компоненты, встречающиеся на локальных участках. Индексом Min отмечены воды, лечебное воздействие которых определяется их основным ионно-солевым составом и минерализацией более 1 г/кг.

ГРУППА	ГАЗОВЫЙ СОСТАВ	МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, г/кг	ИОННО-СОЛЕВОЙ СОСТАВ	КОМПОНЕНТЫ		T, °C	ГИДРО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ЭТАЖ
				ЛЕЧЕБНЫЕ	ПРОМЫШЛЕННОЦЕННЫЕ		
1	$N_2(O_2), N_2$	0.3-0.5	HCO_3 - Ca (Mg)	—	—	до 10	верхний
2	$N_2(O_2), N_2$	до 1-1.5	$SO_4(Cl, HCO_3)$ - Ca (Na, Mg)	—	—	до 10	верхний
3	$N_2(O_2), N_2$	до 0.3-1	HCO_3 - Ca (Mg) $CO_4(HCO_3)$ - Ca(Na,Mg)	Fe Rn	—	до 10	верхний
4	$N_2(O_2), N_2$	до 10-15 (реже до 20)	$SO_4(Cl)$ - Na (Mg)	—	—	до 10	верхний
5	$N_2(O_2), N_2$	1 - 10 5 - 150	$SO_4(Cl)$ - Ca(Na,Mg) Cl - Na	Min, Rn Min, Rn(H_2S)	Na Cl	до 10	верхний
6	N_2	от 1-3 до 10-35	$HCO_3(Cl)$ - Na Cl - Na	Min(H_2S, Rn)	—	до 20-50	нижний
7	N_2	от 35-70 до 140-250	Cl - Na Cl - Ca(Na)	Br(J, H_2S, Rn)	NaCl, Br, Sr	до 20-50	нижний
8	CH_4, $N_2(CH_4)$	от 1-3 до 10-15	HCO_3 - Na $HCO_3(Cl)$ - Na	Min, Si	—	до 50-100 и более	нижний
9	$N_2(CH_4)$, $CH_4(H_2S)$, CH_4	от 10-15 до 35-70	$HCO_3(Cl)$ - Na Cl - Na	Si, Br, J, (H_2S, Rn)	J	до 50-100 и более	нижний
10	$N_2(CH_4)$, $CH_4(H_2S)$, CH_4	от 15-35 до 70-140	$Cl(HCO_3)$ - Na Cl - Na	Si, Br, J, (H_2S, Rn)	J, Br, B	до 50-100 и более	нижний
11	$N_2(CH_4)$, $CH_4(H_2S)$, CH_4	от 70-140 до 270-350	Cl - Na(Ca) Cl - Ca(Na)	Br(B, H_2S, Rn)	K, Br, B, Sr Li, Rb, Cs	до 50-100 и более	нижний
12	$CH_4(CO_2)$	от 10-35 до 70-140 и более	$Cl(HCO_3)$ - Na Cl - Na(Ca)	Br, J	Br, J	до 50-100	нижний
13	$CO_2(H_2S)$, CO_2	от 1-3 до 10-35	$SO_4(Cl)$ - Fe, Al(Ca) Cl - Na	CO_2, Si, (H_2S, Fe, As, B)	Li, Sr, B	до 100-250 и более	нижний
14	$CO_2(N_2, CH_4)$	от 1-10 до 10-35	$HCO_3(SO_4, Cl)$ - Na $Cl(HCO_3, SO_4)$ - Na	CO_2(Fe, As, B, Br, J, H_2S)	Li, Cs, B	до 50-100 и более	нижний

4. Кислородно-азотные (и азотные) преимущественно соленые воды сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатного натриевого и магниево-натриевого состава. Эти воды приурочены к верхнему этажу осадочных бассейнов, расположенных в пределах зоны континентального засолонения. Они используются в лечебных целях (баталинские и др.) и для водопоя на фермах.

5. Преобладающие холодные азотные и кислородно-азотные сульфатные и хлоридно-сульфатные воды с минерализацией 1—10 г/кг. Формируются в верхнем этаже артезианских бассейнов на северо-западе Русской и юго-западе Сибирской платформ, в Предуральском прогибе и в других районах, где развиты галогенные формации. Воды этой группы используются в лечебных целях (московские, ижевские, краинские и др.); среди них встречаются воды с сероводородом (хиловские, сергиевские и др.) и радоном (реже). К этой группе также относятся хлоридные воды с минерализацией 10—150 г/кг, редко с радоном и бромом (усть-кутские и др.).

6. Преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые соленые азотные воды, приуроченные к нижнему этажу артезианских и адартезианских бассейнов. Это — в основном лечебные воды без специфических компонентов (долинские, старорусские и др.). Среди них встречаются лечебные воды с радоном (сестрорецкие и др.), сероводородом (красноусольские и др.), бромом (нижнесергинские и др.). Они широко распространены в северо-западных районах Русской платформы, на западе Воронежского массива, в Предуралье и других районах России.

7. Азотные хлоридные натриевые (кальциево-натриевые) соленые воды и рассолы с минерализацией до 140—250 г/кг, обогащенные обычно бромом, стронцием, калием, местами йодом, сероводородом. Они имеют региональное распространение в нижнем этаже артезианских структур на северо-западе Русской платформы с галогенными формациями. Воды этой группы — лечебные (бромистые, йодистые, местами сероводородные и др.) и промышленные [119, 254 и др.].

8. Преимущественно метановые и метаново-азотные гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые лечебные и теплоэнергетические кремнистые термы с минерализацией от 1—3 до 10—15 г/кг (карачинские и др.). Приурочены к нижнему этажу артезианских бассейнов, не содержащих в разрезе галогенные формации, на юго-востоке Западно-Сибирской платформы, в Амуро-Зейском прогибе.

9. Преимущественно метановые и метаново-азотные хлоридные натриевые сильносоленые воды и слабые рассолы, йодистые и йодисто-бромистые, термальные и реже холодные. Широко развиты в нижнем этаже артезианских бассейнов Западно-Сибирской платформы, Енисейско-Хатангского прогиба, северной части Приверхоянского прогиба и в других бассейнах с преобладанием в разрезе морских терригенных и терригенно-карбонатных формаций. В некоторых регионах (Сочи-Адлерский район Рионского бассейна и др.) эти воды значительно обогащены сероводородом. Минеральные воды этой группы часто являются одновременно лечебными (кремнистыми, йодистыми, бромистыми и др.), промышленными (йодными) и теплоэнергетическими.

10. Наряду с гидрокарбонатными натриевыми слабосолеными термами здесь широко представлены гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые, от соленых до слабых рассолов. Газовый состав их преимущественно метаново-азотный и метановый. Воды этой группы широко развиты в нижнем этаже артезианских бассейнов Вилюйской синеклизы и южной

части Приверхоянского прогиба Сибирской платформы, Чулымо-Енисейской синеклизы Западно-Сибирской платформы и др. Они повсеместно лечебные (кремнистые, бромистые, йодистые и др.), часто промышленные (J, B, Br и др.) и теплоэнергетические.

11. Хлоридные бромистые рассолы с минерализацией преимущественно от 100—140 до 270—350 г/кг, часто термальные, реже холодные. Состав растворенных в них газов в основном метановый и метаново-азотный, в северо-западной части Русской платформы — преимущественно азотный. Развиты широко в бассейнах с галогенными формациями на Русской, Сибирской платформах и др. Во многих бассейнах (в южной части Сибирской платформы, в Прикаспийской синеклизе и др.) встречаются рассолы с высокой (до 500—1000 мг/кг и более) концентрацией сероводорода. Воды этой группы повсеместно являются лечебными (бромистыми, йодистыми и др.) и промышленными поликомпонентными (K, Br, B, Li, Sr и др.).

12. Углекисло-метановые (реже метаново-углекислые) хлоридные соленые воды и рассолы с минерализацией до 70—140 г/кг и более. Они формируются в нижнем этаже артезианских бассейнов в результате внедрения в чехол глубинного углекислого газа. Эти воды широко распространены в Предкавказье и Западной Сибири. Они повсеместно лечебные (бромистые, йодистые и др.), часто промышленные (йодные, йодо-бромные) и реже теплоэнергетические.

13. В основном углекислые (в том числе сероводородно- и азотно-углекислые) хлоридные натриевые обычно сильногорячие и перегретые воды с минерализацией от 1—3 до 10—30 г/кг. Они широко распространены в вулканогенных бассейнах и адбассейнах в областях современного вулканизма (в Восточно-Камчатской зоне, Курило-Южно-Камчатской островной дуге). В этих структурах на фумарольных полях действующих вулканов в пределах суши весьма часты выходы сильнокислых (часто $pH < 2 \div 3$) сероводородно-углекислых и углекислых вод сульфатного и реже хлоридного состава с минерализацией обычно от 1—2 до 10—20 г/кг. Встречаются воды мышьяковистые и железистые. Довольно широко в вулканогенных структурах распространены азотные хлоридно-сульфатные термы. Хлоридные гидротермы являются важным источником тепловой энергии. Кроме того, для теплоэнергетических целей могут использоваться и азотные хлоридно-сульфатные термы. Все воды этой группы — лечебные, а местами и промышленные (Li, Sr, B).

14. Углекислые, часто железистые воды преимущественно гидрокарбонатного натриевого состава со значительной примесью сульфатов и хлоридов. Температура их колеблется от 5—10 до 50—100 °С. Эти воды широко распространены в пределах различных структур (в адартезианских, вулканогенных бассейнах и др.) Северного Кавказа, Забайкалья, Камчатки, Курильских островов, Сахалина и используются в основном в лечебных целях. Часто наблюдается приуроченность их к адартезианским бассейнам, адмассивам и вулканогенным адбассейнам с проявлениями молодого вулканизма. К этой группе минеральных вод относятся такие широко известные типы месторождений, как боржомский, джермукский, железноводский, ессентукский и др. Среди них известны мышьяковистые (джульфинский тип и др.), радоновые (пятигорский тип и др.) воды. Местами они также йодистые и бромистые.

Таким образом, две первые парагенетические группы подземных вод применяются для нужд водоснабжения, остальные относятся к минеральным

и являются лечебными, а некоторые из них могут также использоваться для добычи ряда промышленно ценных компонентов и (или) получения тепловой энергии. В генетическом отношении первые пять групп относятся к инфильтрогенным водам атмосферного питания, группы с шестой по двенадцатую содержат подземные воды преимущественно седиментогенной природы; для последних, тринадцатой и четырнадцатой, групп характерны подземные воды смешанного генезиса (седиментогенные и инфильтрогенные, седиментогенные, инфильтрогенные и метаморфогенные и т. п.).

Глава II.6. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

Подземные воды осадочных бассейнов как полезное ископаемое имеют весьма важное значение. Они широко используются для водоснабжения, орошения, лечебных целей, а также местами применяются для добычи некоторых химических элементов (бром, йод, бор, литий, рубидий, цезий и др.) и получения тепловой энергии.

II.6.1. Питьевые и технические воды

Для нужд питьевого и хозяйственного водоснабжения используются, как правило, пресные (до 1 г/кг) и реже (в областях аридного климата) слабосоленые (до 3—5 г/кг) подземные воды, формирующиеся в основном в пределах верхнего гидрогеодинамического этажа бассейнов.

По химическому составу пресные подземные воды преимущественно гидрокарбонатные с минерализацией 0,2—0,5 г/кг. Для грунтовых вод артезианских структур установлена широтная зональность. В арктическом (и субарктическом) поясе преобладают весьма слабоминерализованные (< 0,1 г/кг) гидрокарбонатные преимущественно кальциевые воды, с относительно высоким содержанием кремнекислоты и органики. В направлении с севера на юг вследствие повышения среднегодовых температур воздуха, уменьшения количества атмосферных осадков и усиления испарения минерализация подземных вод возрастает за счет увеличения концентрации в них сначала соединений гидрокарбонатов (до 0,3—0,5 г/кг), а затем сульфатов и хлоридов (от 1—3 до 10—35, реже до 50—150 г/кг).

Осадочные бассейны могут быть разделены на группы, в пределах которых пресные подземные воды в верхних частях разреза структур (в верхнем гидрогеодинамическом этаже): 1) распространены повсеместно; 2) распространены спорадически; 3) частично промерзлы; 4) полностью промерзлы (за исключением надмерзлотных вод).

Бассейны первой группы — с повсеместным распространением пресных подземных вод в верхнем этаже — располагаются в пределах суши в областях гумидного климата. К ним относятся, например, артезианские бассейны на большей части Русской платформы, Западно-Сибирской плиты, южной части Сибирской платформы; артезианские бассейны межгорных впадин Байкальской, Амурской складчатых областей и др. Мощность зоны пресных вод в артезианских бассейнах платформ обычно не превышает первых сотен метров (150—300 м), в артезианских бассейнах межгорных впадин достигает 500—1000 м. Запасы пресных подземных вод в структурах первой группы весьма значительны. Так, например, модули эксплуата-

ционных ресурсов водоносных горизонтов каменноугольных, девонских, силурийских терригенно-карбонатных и карбонатных отложений в артезианских бассейнах Русской платформы достигает 5—10 (л·с)/км^2.

Бассейны второй группы — со спорадическим распространением пресных подземных вод в верхнем этаже — приурочены к артезианским бассейнам Прикаспийской впадины, Скифской и южной части Западно-Сибирской платформ. Процессы континентального засолонения здесь предопределяют широкое развитие в верхнем этаже солоноватых и соленых вод. В Прикаспийском артезианском бассейне засолонению подземных вод способствует наличие соляных куполов. Пресные воды здесь распространены в виде отдельных прослоев и линз, которые часто «плавают» на соленых водах. В южной части Западно-Сибирского артезианского бассейна процессы континентального засолонения происходят в верхней части кайнозойских отложений, что определяет мозаичное распространение в них пресных, солоноватых и соленых вод, и в то же время на больших глубинах в мезозойских осадках (апт—сеноман) широко распространены пресные воды.

Бассейны третьей и четвертой групп, в которых питьевые подземные воды промерзлы частично или полностью, расположены в областях развития многолетней мерзлоты. К ним относятся, например, артезианские бассейны на большей части Сибирской платформы, северной части Западно-Сибирской и Тимано-Печорской платформ. Бассейны третьей группы обладают в некоторых районах значительными ресурсами пресных (и солоноватых) подземных вод. К ним относятся на Сибирской платформе артезианские бассейны Ангаро-Ленской моноклизы, Вилюйской синеклизы, северной части Тунгусской синеклизы, Южно-Якутских (Чульманской, Токкинской и др.) впадин и др. В частности, в западной части Ангаро-Ленской моноклизы модули эксплуатационных ресурсов нижнекембрийских водоносных горизонтов достигают 10 (л·с)/км^2 и более.

Большой сложностью характеризуются условия водоснабжения за счет подземных вод в артезианских структурах четвертой группы, расположенных в центральных и северных районах Сибирской платформы (южная и юго-западная части Анабаро-Оленёкской антеклизы, юго-западная часть Тунгусской синеклизы, Енисейско-Хатангский прогиб и др.) и в северных районах Западно-Сибирской платформы (Ямало-Гыданская синеклиза и др.), где пресные (а местами и солоноватые) воды полностью промерзлы. Верхние водоносные горизонты подмерзлотных вод здесь преимущественно соленые (3—5, реже 20—30 г/кг и более) хлоридные.

Для технического водоснабжения (в пищевой, текстильной, бумажной промышленности и др.) используют как пресные, так и соленые подземные воды в основном артезианских и адартезианских структур. При этом могут широко привлекаться воды нижнего этажа. Для орошения сельскохозяйственных угодий применяют преимущественно пресные воды (с минерализацией до 1 г/кг), в аридных областях допустимо использовать солоноватые воды (с минерализацией до 5—7 г/кг и более). Кроме того, для орошения применяют главным образом грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин, конусов выноса и делювиальных шлейфов межгорных впадин, реже водоносных горизонтов артезианских бассейнов.

II.6.2. Минеральные воды

Минеральные подземные воды в настоящее время принято подразделять на лечебные (оказывающие лечебное воздействие на организм человека); промышленные («жидкие руды» для получения промышленно ценных компонентов: J, Br, B, Rb, Li и др.) и теплоэнергетические (пригодные для получения тепловой энергии) [119, 254].

II.6.2.1. МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Основная масса лечебных минеральных вод приурочена к артезианским и адартезианским бассейнам. В верхнем этаже этих структур в областях суши в условиях гумидного климата широко развиты воды типа «без специфических компонентов» сульфатного и хлоридного состава, реже железистые, радоновые, сероводородные, иногда воды типа «нафтуся» с высоким содержанием органических веществ (пятая парагенетическая группа подземных вод — см. рис. II.3). В областях с аридным климатом (Прикаспийская впадина и др.) в верхнем этаже этих структур развиты в основном соленые хлоридно-сульфатные воды «без специфических компонентов» четвертой группы. В нижнем этаже артезианских и адартезианских бассейнов с галогенными формациями повсеместно распространены бромистые, местами также йодистые, сероводородные, радоновые воды (седьмая, девятая, десятая, одиннадцатая и двенадцатая группы). При отсутствии галогенных формаций в нижнем этаже этих структур преобладают воды «без специфических компонентов» местами с радоном, сероводородом (шестая группа, а также кремнистые термы (восьмая группа).

II.6.2.2. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

В настоящее время достаточно определенно установлено, что промышленные минеральные воды в основном распространены в артезианских (и адартезианских) бассейнах, где представлены бромными, йодными, йодобромными, борными и поликомпонентными (Br, K, B, J, Li, Rb) жидкими рудами (девятая, десятая, одиннадцатая, двенадцатая и тринадцатая группы — см. рис. II.3). Закономерности размещения этих вод в артезианских бассейнах в значительной мере определяются условиями распространения подземных вод разной степени минерализации и зональным характером гидрогеохимической зональности.

Гидрогеохимическая зона пресных вод обычно бесперспективна в отношении промышленных вод.

К зоне соленых вод, особенно в подзоне сильносоленых (минерализация 20—35 г/кг), расположенной на значительной глубине (в условиях весьма затрудненного водообмена), во многих артезианских бассейнах приурочены значительные ресурсы йодных вод. Особенно велики они в бассейнах Западно-Сибирской платформы. Наряду с йодом воды отдельных бассейнов содержат промышленные концентрации брома (бром-йодные промышленные воды бассейнов Предкавказского прогиба) или брома и бора (бор-бромные промышленные воды бассейнов Предуральского прогиба и др.).

С подзонами слабых и крепких рассолов (минерализация до 140 г/кг), распространенных глубже зоны соленых вод, почти повсеместно связаны бромные или йод-бромные, иногда йод-бор-бромные промышленные воды (некоторые бассейны Русской и Скифско-Туранской платформ). С подзонами крепких рассолов (до 270 г/кг) во многих бассейнах связаны

поликомпонентные промышленные воды, в которых промышленных концентраций достигают бром, стронций, реже йод, бор, иногда редкие щелочные элементы. Весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы (минерализация до 350 г/кг), залегающие в артезианских бассейнах на еще большей глубине (подзона весьма крепких и сверхкрепких рассолов), почти повсеместно являются поликомпонентными, в которых в очень высоких концентрациях присутствуют бром, калий, стронций, часто редкие щелочные элементы, иногда тяжелые металлы (медь, цинк, свинец и др.). Такие воды особенно широко распространены в бассейнах, в строении которых участвуют мощные толщи галогенных формаций. К ним относятся бассейны Сибирской (Ангаро-Ленский и Тунгусский) и Русской платформ (Предуральский, Северо-Прикаспийский).

Как общую закономерность следует отметить, что по мере увеличения минерализации соленых вод и рассолов изменяется их химический и количественный составы, повышается концентрация в них промышленно ценных химических элементов. Так, сильносоленые воды имеют преимущественно хлоридный кальциево-натриевый, редко гидрокарбонатный натриевый состав, обычно содержат промышленные концентрации йода, реже брома и бора, причем концентрация йода чаще всего измеряется первыми десятками, иногда сотнями миллиграммов на килограмм, а брома и бора — первыми сотнями. Весьма крепкие и сверхкрепкие рассолы обычно имеют хлоридный кальциевый или магниевый состав (хлоридный щелочноземельный), являются поликомпонентными промышленными водами, в которых концентрация брома измеряется несколькими граммами на килограмм, иногда десятками, калия — несколькими десятками; стронция — сотнями и тысячами, редких элементов и тяжелых металлов — многими, иногда десятками миллиграммов на килограмм. Наряду с этим концентрация йода в весьма крепких и сверхкрепких рассолах обычно не превышает первого десятка миллиграммов на килограмм.

II.6.2.3. МИНЕРАЛЬНЫЕ ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ВОДЫ

К этому типу относятся подземные воды, пригодные для использования их в качестве источника получения тепла или выработки электроэнергии. Они могут рассматриваться как один из важнейших нетрадиционных источников энергии. Такие воды широко распространены в пределах осадочных бассейнов России и приурочены к структурам чехла различных депрессий (платформ, прогибов, межгорных впадин и др.).

Главным классификационным признаком теплоэнергетических вод как теплоносителя является их температура. По этому признаку принято подразделять их на низкопотенциальные (20—70 °С), среднепотенциальные (75—100 °С) и высокопотенциальные (свыше 100 °С). Вместе с тем их качество (помимо температуры) зависит также и от их химического состава (степени минерализации, pH, наличия кислых газов и др.).

Перспективность отдельных структур на минеральные теплоэнергетические воды определяется не только температурой и особенностями их химического состава, но и водообильностью пород, их коллекторскими свойствами, глубиной залегания. Водопроводимость водоносных комплексов не должна быть менее 10—20 м^2/сут (Антоненко Г. К. и др., 1986). С учетом этих факторов, определяющих условия эксплуатации теплоэнергетических вод, на территории России намечаются следующие категории районов с разной степенью их перспективности: 1) перспективные, 2) ограниченно перспективные и 3) бесперспективные.

Перспективные районы с температурой вод до 100—150 °С включают артезианские бассейны, расположенные в пределах Западно-Сибирской и Скифской платформ. Эти бассейны характеризуются высокими притоками термальных вод восьмой—десятой парагенетических групп (рис. II.3) в скважины, часто в условиях самоизлива, и как следствие этого высокими эксплуатационными ресурсами. В них широко распространены на доступных глубинах (до 2—4 км) воды с температурой в основном 40—100, а в нижних частях разреза до 120—150 °С, относительно невысокой минерализацией (в основном до 35—50 г/кг).

Например, в бассейнах Западно-Сибирской платформы в неокомском водоносном комплексе распространены соленые воды (минерализация 3—35 г/кг) с температурой 40—100 °С, а в альб-сеноманском — с температурой 40—70 °С, причем в том и другом комплексах запасы вод весьма значительны. Общие потенциальные запасы теплоэнергетических вод в этих комплексах при эксплуатации фонтанным способом составляют 0,33, а насосным — 17 млн $м^3$/сут (Антоненко Г. К. и др., 1986).

Залегающие ниже водоносные комплексы характеризуются более высокими температурами, но водообильность их с глубиной снижается, и поэтому они переходят в категорию ограниченно перспективных.

К перспективным с температурами вод до 70—100 °С относятся некоторые бассейны на Скифской платформе (в Предкавказье), Селенгинский в Забайкалье, Северо-Сахалинский (воды восьмой и девятой групп), бассейны с температурами вод 35—70 °С в краевых частях Западно-Сибирской платформы в пределах развития минеральных вод восьмой и девятой групп.

К ограниченно перспективным — бассейны отдельных частей Русской платформы, Тимано-Печорской плиты, северной части Западно-Сибирской платформы, Енисейско-Хатангского и Приверхоянского прогибов, Вилюйской синеклизы, а также некоторых межгорных впадин Забайкалья (Баргузинской, Муйской и др.), Дальнего Востока (Амуро-Зейской и др.), Северо-Востока (Анадырской, Хатырской).

Бассейны в пределах древних платформ (Русской, Сибирской) и Тимано-Печорской плиты с преимущественным распространением крепких хлоридных рассолов с минерализацией от 140 до 270—350 г/кг (седьмая и одиннадцатая парагенетические группы) до конца 80-х годов большей частью относились к неперспективным территориям в отношении ресурсов теплоэнергетических вод. Вместе с тем, как показали исследования последних лет (Богуславский Э. И. и др., 1993; Хахаев Б. Н. и др., 1994) на примере Московской синеклизы, при температуре рассолов 50—70 °С и наличии достаточно высоких водопритоков из рассолоносных горизонтов возможно их рентабельное использование с применением гидротермальных циркуляционных систем. Кроме того, в этих регионах может быть рентабельной эксплуатация, с использованием тепловых насосов, теплых вод (20—35 °С) из горизонтов, залегающих на небольших глубинах, но обладающих значительными ресурсами.

Общее состояние изученности гидротермальных бассейнов России в целом еще довольно низкое. Вместе с тем имеющиеся данные свидетельствуют о возможностях их широкого применения, главным образом для местного теплоснабжения.

Глава II.7. СТАДИЙНОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ (ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ) СИСТЕМЫ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

II.7.1. Гидрогеологические процессы в осадочных бассейнах на разных стадиях литогенеза

Характерной особенностью формирования всех осадочных бассейнов различных литогеодинамических обстановок является захоронение в стадию седиментогенеза вместе с осадками огромных количеств воды как в виде свободных жидких (гравитационных) вод, заполняющих поры между твердыми минеральными частицами (минералами и их ассоциациями), так и в виде физически и химически связанных, заключенных в твердых минералах. Химический состав свободных подземных вод, захоронявшихся с осадками (седиментогенных вод), определяется, очевидно, прежде всего составом придонных вод бассейнов осадконакопления. Так, например, с осадками морских водоемов захороняются соленые воды сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава с минерализацией обычно 20—35 г/кг; с соленосными галититовыми толщами — рассолы сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава с минерализацией 200—300 г/кг; с озерными осадками в областях гумидного климата — пресные (0,3—1 г/кг) воды гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава и т. д. [12, 138, 257, 265, 372].

В ходе прогрессивного литогенеза — при преобладании нисходящих тектонических движений и формировании чехла осадочных бассейнов — захороняющиеся и погружающиеся на глубину водонасыщенные породы постоянно стремятся достигнуть гравитационного и физико-химического равновесия, приспосабливаясь к новым p—T-условиям. При этом в первую очередь под тяжестью вышележащих пород (горного давления) происходит частичное обезвоживание отложений, связанное с их уплотнением (усадкой), приводящее к уменьшению пористости и отжиму к поверхности земли свободных жидких подвижных вод, захороненных с осадками. Одновременно в бассейнах по мере накопления и погружения осадочных толщ на глубину, начиная с раннего диагенеза и вплоть до метагенеза, происходят сложные и разнообразные преобразования состава горных пород, включающие в себя взаимосвязанные изменения твердых, жидких и газообразных минералов.

Особое значение при этом имеют процессы разложения органического вещества (ОВ), в основном микробиальные в зоне диагенеза и химические термальные в зонах катагенеза, с которыми связано образование различных летучих соединений (углеводородные газы и конденсаты, нефть, вода, углекислый газ, сероводород, аммиак, азот, бром, йод и др.), поступающих в первую очередь в подземные воды осадочных бассейнов. В зонах катагенеза в преобразовании ОВ помимо тепловой энергии возможна определенная роль механо-химических процессов [231]. Важно отметить, что выявлена достаточно четкая зональность процессов преобразования ОВ и нефтегазообразования в осадочных бассейнах, соответствующая определенным зонам (стадиям) литогенеза и находящаяся в строгой зависимости от глубины погружения осадочных толщ в бассейнах с учетом характерных для них значений геотермического градиента [23, 52, 185, 237, 353 и др.].

В зоне диагенеза значительная часть захороненного ОВ теряется в процессах биодеградации, гидролиза, прямого окисления и др. На стадии позднего диагенеза в верхних частях разреза формирующихся осадочных бассейнов фоновое содержание ОВ в глинистых породах около 1—1,5, а в отдельных слоях глин достигает 5—20 % (доманикиты, углистые сланцы и др.). Количество летучих соединений, выделяющихся при разложении ОВ, зависит от многих факторов: состава органики и количества ее в породах, глубины погружения пород, геотермического градиента и др. Суммарный выход летучих компонентов на стадии катагенеза — около 60—70 %. При этом из вещества сапропелевого типа выделяется, %: нефти 21—23, метана 2—2,8; гомологов метана 5,5—6; углекислого газа 21—24; воды 3,5—4; сероводорода 2—3; аммиака 1—1,3; азота 1,1; а из вещества гумусового типа — нефти 0,5—0,8; метана 8—11; гомологов метана 2,5—4; углекислого газа 27—31; воды 8—10; сероводорода 2—2,5; аммиака 1—1,2; азота 0,9—1 [185]. Причем масштабы этих процессов весьма существенны. Так, например, глинистая толща мощностью всего 100 м с содержанием органики сапропелевого типа 1 % при погружении ее на глубину 3—5 км при среднем геотермическом градиенте (3 °С/100 м) способна продуцировать на площади 1 км^2, тыс. т: нефти — около 440, метана — 100, углекислого газа — 140, сероводорода — 35, воды — 20 [370]. Все эти процессы приводят к образованию в осадочных бассейнах огромных количеств жидких (нефть) и особенно газообразных углеводородов (в основном метан), оказывающих большое влияние на функционирование в бассейнах гидрогеодинамических систем, на ионно-солевой и в особенности газовый состав подземных вод. В зоне катагенеза в составе растворенных газов обычно преобладает метан (и его гомологи). Газонасыщенность подземных вод с углеводородным составом растворенных газов колеблется при этом часто от 1—1,5 до 8—9 м^3 газа на 1 м^3 пластовой воды. Суммарное количество углеводородных газов, растворенных в подземных водах осадочных бассейнов Земли (без акваторий) до глубин 10 км, оценивается десятками пентакубометров (около $34 \cdot 10^{15}$ м^3), что многократно превышает скопления свободных углеводородных газов и нефти в осадочных бассейнах [128].

В верхних частях разреза формирующихся осадочных бассейнов, до глубин 1—1,5 км (в зонах диагенеза и протокатагенеза), породы испытывают значительное уплотнение под действием горного давления. Общая пористость песчано-глинистых отложений падает с глубиной в этой части разреза в среднем с 40—60 до 15—30 %. Температура подземных вод здесь не превышает обычно 40—60 °С, а пластовое давление, как правило, соответствует гидростатическому и достигает 10—15 МПа. В результате разложения ОВ (в основном микробиального — в зоне диагенеза) происходит интенсивная генерация метана, а также углекислого газа. Вместе с тем в связи с преобладанием в разрезе слабоуплотненных водонасыщенных пород образующиеся углеводородные газы (так же, как и углекислый газ) полностью растворяются в подземных водах. Иными словами, количество генерируемых здесь углеводородных газов (метана и его гомологов) оказывается недостаточным для насыщения подземных вод и выделения газов в свободную фазу. Породы, обогащенные сапропелевым ОВ (доманикиты), в результате интенсивной генерации углеводородов в зоне протокатагенеза местами обезвоживаются с практически полным вытеснением воды газами и образованием довольно устойчивых органомонтмориллонитовых соединений [185].

В морских песчано-глинистых и терригенно-карбонатных толщах захороненные с осадками сульфатно-хлоридные магниево-натриевые воды с минерализацией обычно 25—35 г/кг в зоне диагенеза начинают преобразовываться в хлоридные кальциево-натриевые. Одним из основных процессов при этом является десульфатизация подземных вод за счет разлагающегося ОВ пород по активном участии микрофлоры (сульфатвосстанавливающих бактерий и др.). Эти процессы приводят к накоплению в водах метана, углекислого газа, сероводорода, кальция, аммония, йода, брома, цинка (до 0,2—0,5 мг/кг), меди (до 0,02—0,03 мг/кг), железа (до 0,2 мг/кг), марганца (до 0,5—1,0 мг/кг) и других компонентов [215]. Углекислый газ в основном быстро расходуется при реакциях растворения и метасоматического замещения различных минералов, а сероводород активно участвует в формировании сульфидов (в основном пирита). При этом из раствора удаляются и карбонаты кальция, образуя карбонатный цемент в породах [342]. Характерными аутигенными минералами в зоне диагенеза морских отложений являются также анкерит, сидерит, гидроокиды железа, кварц. Важно отметить происходящие здесь процессы осернения ОВ в зоне диагенеза в карбонатных илах, где ввиду низкого содержания железа восстановленная сера соединяется с органическим веществом [342 и др.].

Все эти процессы (в том числе и десульфатизация) продолжаются и в ранние стадии катагенеза (протокатагенеза) при погружении морских толщ на глубину до 1—1,5 км. Они сопровождаются, кроме того, растворением ряда нестойких минералов, и в первую очередь биотита, пироксена, амфиболов, кальциево-натриевых плагиоклазов и других, которые обычно метасоматически замещаются карбонатами, цеолитами и др. [257, 342]. Продолжается здесь и разложение ОВ с выделением больших количеств метана, углекислого газа и других летучих. При этом в водах накапливаются йод, бром, кальций, цинк (до 0,1—0,3 мг/кг), медь (до 0,01 мг/кг), свинец (до 0,02—0,04 мг/кг), железо (до 50—150 мг/кг), марганец (до 0,1—0,6 мг/кг) и другие компоненты [215].

В галогенно-карбонатных толщах на стадиях диагенеза, частично раннего катагенеза (протокатагенеза) широко протекают десульфитизация захороненной с илами маточной рапы древних солеродных бассейнов, а также доломитизация карбонатных осадков. В результате этих процессов в основном уже на стадии диагенеза захороненные с осадками маточные рассолы преимущественно сульфатно-хлоридного натриево-магниевого состава с минерализацией до 250—350 г/кг преобразуются в хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые, обогащенные бромом (до 3—5 г/кг), стронцием (до 2—6 г/кг), калием (до 10—15 г/кг), цинком (до 1—20 мг/кг и более), свинцом (до 1—5 мг/кг и более), железом (до 200—500 мг/кг и более) и другими компонентами [12, 119, 138, 384].

Важно отметить, что именно на стадии диагенеза из галогенных формаций происходит гравитационное струйное просачивание основной массы тяжелых (плотностью 1,2—1,4 г/см^3) высококонцентрированных (до 350 г/кг и более) хлоридных рассолов в нижележащие отложения, где эти рассолы замещают свободные подземные воды более низкой минерализации. В зоне диагенеза галогенные отложения обладают высокими пористостью и проницаемостью и сквозь них могут легко просачиваться в подстилающие их формации разного типа тяжелые рассолы из придонных слоев солеродных бассейнов. Но уже в раннем катагенезе при погружении галогенных формаций на глубину до первых сотен метров соляные породы

сильно уплотняются, превращаясь в плотные, практически непроницаемые. При этом в межсолевых гидродинамически изолированных водоносных слоях возникают аномально высокие (относительно гидростатического) пластовые давления.

При дальнейшем последовательном погружении осадочных толщ на глубину от 1—1,5 до 4—6 км с температурами от 40—60 до 200—250 °С, характерными для среднего этапа катагенеза (мезокатагенеза), продолжаются, хотя и несколько менее интенсивно, чем в верхних частях разреза, процессы уплотнения пород под действием горного давления и отжим из них свободных подземных (преимущественно седиментогенных) вод к дневной поверхности. Пористость (общая) песчано-глинистых и карбонатно-терригенных пород в среднем падает на 5—20 %. Здесь же в зоне мезокатагенеза с ростом температуры начиная уже со 100 °С и более, главным образом в глинистых толщах, активно протекают процессы выделения в свободную фазу физически связанных вод, в том числе межплоскостных вод слоистых силикатов (группы монтмориллонита и др.). Особенно широко при этом происходит преобразование монтмориллонитов в гидрослюды (и в меньшей степени в хлориты). Гидрослюдизация монтмориллонитов даже рассматривается как своеобразное продолжение процессов отжатия вод из пород, начинающихся с простого их механического уплотнения под действием горного давления [185]. Кроме того, в зоне мезокатагенеза происходят также процессы дегидратации гипса (в основном при температуре 140—220 °С) и опала (при 130 °С). В результате этих процессов в погружающиеся осадочные толщи в зоне катагенеза поступают огромные количества так называемых возрожденных (или катагенных) свободных жидких вод низкой минерализации. Общее их количество соизмеримо с массой захороненных седиментогенных вод и составляет, по некоторым оценкам [258 и др.], до 10—15 % от общего объема уплотняющихся глинистых отложений. Внедряющиеся в осадочный чехол катагенные низкоминерализованные воды вытесняют из коллекторов седиментогенные, частично смешиваются с ними, в результате чего минерализация седиментогенных хлоридных соленых вод и рассолов снижается. Но все это может быть реализовано лишь при наличии условий для миграции отжимаемых седиментогенных вод к земной поверхности по проницаемым пластам или по зонам разрывных дислокаций. Разгрузка этих вод наиболее активно проявляется в этапы тектонического растяжения, когда резко возрастает проницаемость трещин в зонах разломов.

Погружение осадочных толщ на глубины до 4—6 км в зону мезокатагенеза с температурами от 50—60 до 200—230 °С сопровождается активными процессами преобразования ОВ с выделением жидких (нефть) и газообразных углеводородов. К интервалу температур от 80—100 до 160—170 °С приурочена главная зона (фаза) нефтегазообразования, содержащая нефтяные, газоконденсатные, газовые, смешанные залежи [23, 52]. Формирование крупных месторождений нефти в этой зоне связывается часто с породами доманикового типа, обогащенными (более 5 вес. %) сапропелевым ОВ. Выделившиеся углеводороды сначала длительное время (до достижения температур около 100 °С) образуют устойчивые связи с органомонтмориллонитовыми соединениями, а затем (с дальнейшим повышением температур) начинается распад этих соединений с выбросом жидких и газообразных углеводородов в порово-трещинное пространство самой глинистой материнской породы или в смежные песчаные и другие коллекторы [135].

Глубже по разрезу в интервале температур от 160—170 до 250—260 °С, характерных для позднего мезокатагенеза — раннего апокатагенеза, на глубинах преимущественно до 8—10 км располагается главная зона (фаза) газообразования. В верхней ее части помимо метана генерируется много низкокипящих нефтяных углеводородов, в связи с чем здесь формируются первичные газовые и газоконденсатные залежи, тогда как для нижней части характерны генерация сухого метана всеми типами ОВ и образование лишь газовых залежей [23, 353]. Нефтяные залежи, встречающиеся на этих глубинах, обычно рассматриваются как реликты залежей, возникшие ранее в этих осадочных толщах при прохождении ими главной фазы нефтегазообразования. Следует отметить также, что залежи углеводородов в пределах главных зон нефте- и газообразования при наличии в их разрезе галогенных формаций обогащены, как правило, сероводородом и углекислым газом.

Пластовые давления подземных вод в зоне мезокатагенеза и раннего апокатагенеза довольно часто превышают условные гидростатические давления. В значительной мере это обусловлено неравномерностью уплотнения осадочных пород в связи с неоднородностью их первичных (заложенных при седиментации) состава и структуры [23]. Неравномерность уплотнения приводит к образованию гидродинамических изолированных участков (линз, блоков) горных пород, в которых вследствие различных факторов, например расширения воды при повышении температуры, уменьшения порового пространства, проявления упругих сил пластовых флюидов и при отсутствии условий для оттока флюидов, создаются сверхгидростатические (или аномально высокие) пластовые давления подземных вод, иногда достигающие (и даже превышающие) геостатические. Особенно часто сверхгидростатические давления наблюдаются в нижней части зоны мезокатагенеза и в зоне апокатагенеза [370].

Процессы регионального уплотнения осадочных толщ при их погружении приводят не только к общему уменьшению их пористости и проницаемости, образованию сверхгидростатических давлений пластовых вод (до геостатических и более), но и к преобразованию поровых коллекторов в трещинные. Порово-трещинно-пластовые скопления свободных подземных вод в зоне мезокатагенеза при достижении температур около 180—200 °С сменяются трещинно-пластовыми. Нужно также отметить, что в зонах мезо- и апокатагенеза процессы гравитационного уплотнения и уменьшения первичной пористости местами сопровождаются процессами образования вторичных коллекторов (возникновение трещиноватости при гидроразрывах в результате сверхгидростатических давлений, выщелачивание карбонатного цемента, проявление глубинного карста и др.).

Подземные воды в зоне мезокатагенеза и раннего апокатагенеза в морских терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных формациях (при отсутствии влияния галогенных формаций) преобразуются преимущественно в хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 20—40 г/кг. В галогенных формациях (так же как и в подстилающих их формациях разного типа) содержатся хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые рассолы, при этом минерализация рассолов находится обычно в пределах 270—350, а в подстилающих — 100—270 г/кг. В составе водорастворенных газов большей частью преобладает метан, реже сероводород (во взаимосвязи с галогенными формациями) или углекислый газ (при интенсивном внедрении в чехол осадочных бассейнов углекислого газа термометаморфического генезиса из фундамента).

Преобразования состава седиментогенных хлоридных соленых вод и рассолов в зоне мезокатагенеза (и раннего апокатагенеза) в основном сводятся к следующему: 1) некоторое уменьшение их минерализации при смешении с низкоминерализованными возрожденными водами; 2) повышение концентрации в них металлов, что связано с интенсификацией здесь при высоких температурах процессов разложения различных обломочных минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболитов и др.). Особенно четко это проявлено в подсолевых рассолах, залегающих в терригенных формациях (в них содержание цинка достигает 100—200, свинца 10—30, меди 1—5 мг/кг и т. д.); 3) резкое увеличение газонасыщенности (в основном метаном) хлоридных соленых вод и слабых рассолов (до 100—140 г/кг) с возрастанием глубины их залегания (начиная обычно с 4—5 км) и соответственным ростом температуры и давления. Особо высокой газонасыщенностью (до 10—30 $м^3/м^3$ и более) на глубине 4—5 км обладают подземные воды на участках с развитием сверхгидростатических давлений. В главной зоне газообразования на глубине 5—8 км и более региональная газонасыщенность подземных вод в связи с широкими проявлениями здесь сверхгидростатических давлений может достигать 20—40 $м^3/м^3$ и более. Дегазация этих вод возможна только при резком уменьшении давления путем, например, раскрытия гидродинамически изолированного блока при тектоническом растяжении или вертикальной восходящей миграции газонасыщенных вод [23, 139].

В нижних частях разреза осадочных бассейнов с мощностью чехла до 12—15 км и более — глубже главной зоны газообразования — на стадиях позднего апокатагенеза (и, вероятно, метагенеза), где температура достигает 300—350 °С и более, гравитационное уплотнение пород приводит к дальнейшему уменьшению их первичной пористости и снижению фильтрационных свойств. Например, в песчано-глинистых толщах общая пористость падает в среднем до 2—5 %. Продолжается здесь удаление оставшейся части межплоскостной воды в слоистых силикатах (группы монтмориллонита и др.), а также (начиная с температуры около 300 °С) структурных ОН-групп гидроксильной воды из различных водосодержащих силикатов с переводом их в свободную жидкую фазу. Кроме того, продолжается здесь и генерация метана и других летучих из ОВ в довольно значительных количествах, существенно уступая вместе с тем интенсивности этих процессов в главной зоне газообразования. При этом в составе газов (в основном метановых) здесь часто возрастает роль углекислого газа и сероводорода. Накопление углекислого газа может быть вызвано взаимодействием при высоких температурах воды и карбонатов (сидерита, доломита и др.), сероводорода — в результате разложения серосодержащих органических веществ или путем восстановления сульфатов. В этой зоне газообразования наряду с генерацией метана из ОВ идут процессы деструкции углеводородов, сформированных в зоне мезокатагенеза и перемещенных затем в процессе развития осадочных бассейнов на большие глубины. Залежи нефти в результате деструкции превращаются в твердые битумы (асфальтиты, кериты и др.) и газы (метан, углекислый газ, сероводород и др.). При температуре более 300 °С метан может взаимодействовать с водой и разлагаться с образованием углекислого газа, водорода и других газов [52, 259].

Фактические данные о подземных водах (и других флюидах) на глубинах более 8 км практически отсутствуют. Поскольку при температуре 280—350 °С взаимная растворимость углеводородов и воды становится

неограниченной, то, вероятнее всего, здесь образуется однородный водогазонефтяной раствор, находящийся в надкритическом состоянии или близком к нему [4, 129]. При миграции этого флюида в верхние части разреза будут происходить по мере снижения давления выделение углеводородов и обособление воды в самостоятельную фазу.

Таким образом, при прогрессивном литогенезе осадочных бассейнов — при последовательном накоплении и погружении на глубину водонасыщенных осадочных образований — во флюидную систему седиментогенных подземных вод в результате процессов уплотнения, перекристаллизации, растворения твердых минералов и разложения ОВ поступают разнообразные компоненты, существенно изменяющие газовый состав подземных вод, а также их ионно-солевой состав и общую минерализацию. Кроме того, эти процессы определяют и динамику подземных вод: характер и направленность их миграции. Наряду с уплотнением пород, предопределяющим отжим подземных вод, огромная роль в этом процессе принадлежит газовому фактору. Сильная газонасыщенность подземных вод главной зоны газообразования, возможно, во многом и предопределяет при оживлении тектонических процессов миграцию газонасыщенных металлоносных хлоридных рассолов из нижних горизонтов осадочных бассейнов в верхние части разреза.

В отдельные этапы развития осадочных бассейнов при преобладании восходящих тектонических движений возникают области суши, подвергающиеся денудации, выветриванию и другим преобразованиям с развитием гипергенных процессов. Здесь формируются инфильтрационные грунтовые и напорные гидродинамические системы атмосферного питания, с деятельностью которых связано формирование разнообразных кор выветривания, развитие карстовых процессов и др. Глубина проникновения инфильтрационных кислородно-азотных (и азотных) вод атмосферного питания в основном определяется положением региональных базисов эрозии (дренирования): обычно в равнинных областях до 100—200 м.

Значительно активизируются процессы миграции подземных вод в осадочных бассейнах при крупных перестройках тектонического плана и особенно при внедрении магматических тел в чехол бассейнов. По зонам крупных разломов воды атмосферного питания могут проникать до глубины 1—3 км, образуя линейные коры выветривания. В результате воздействия интрузий температура подземных вод вблизи них резко возрастает. Возникают сложно построенные гидротермальные гидродинамические системы, в питании которых участвуют экзогенные воды земной коры (инфильтрогенные, седиментогенные, катагенные и метаморфогенные), а также флюиды, выделяющиеся из остывающих магматических тел. Достоверных данных о поступлении при этом в осадочный чехол бассейнов других мантийных флюидов не имеется.

II.7.2. Рудообразующие гидрогеологические (палеогидрогеологические) системы

Подавляющее большинство рудной минерализации (Fe, Mn, Al, Cu, Pb, Zn и др.), приуроченной к осадочным бассейнам, связано с деятельностью функционировавших в них гидрогеологических (или, точнее, палеогидрогеологических) рудообразующих систем разного типа [12, 88, 256, 258, 267, 302]. Под последними, видимо, следует понимать отдельные блоки (части) осадочных бассейнов, в пределах которых осуществляются

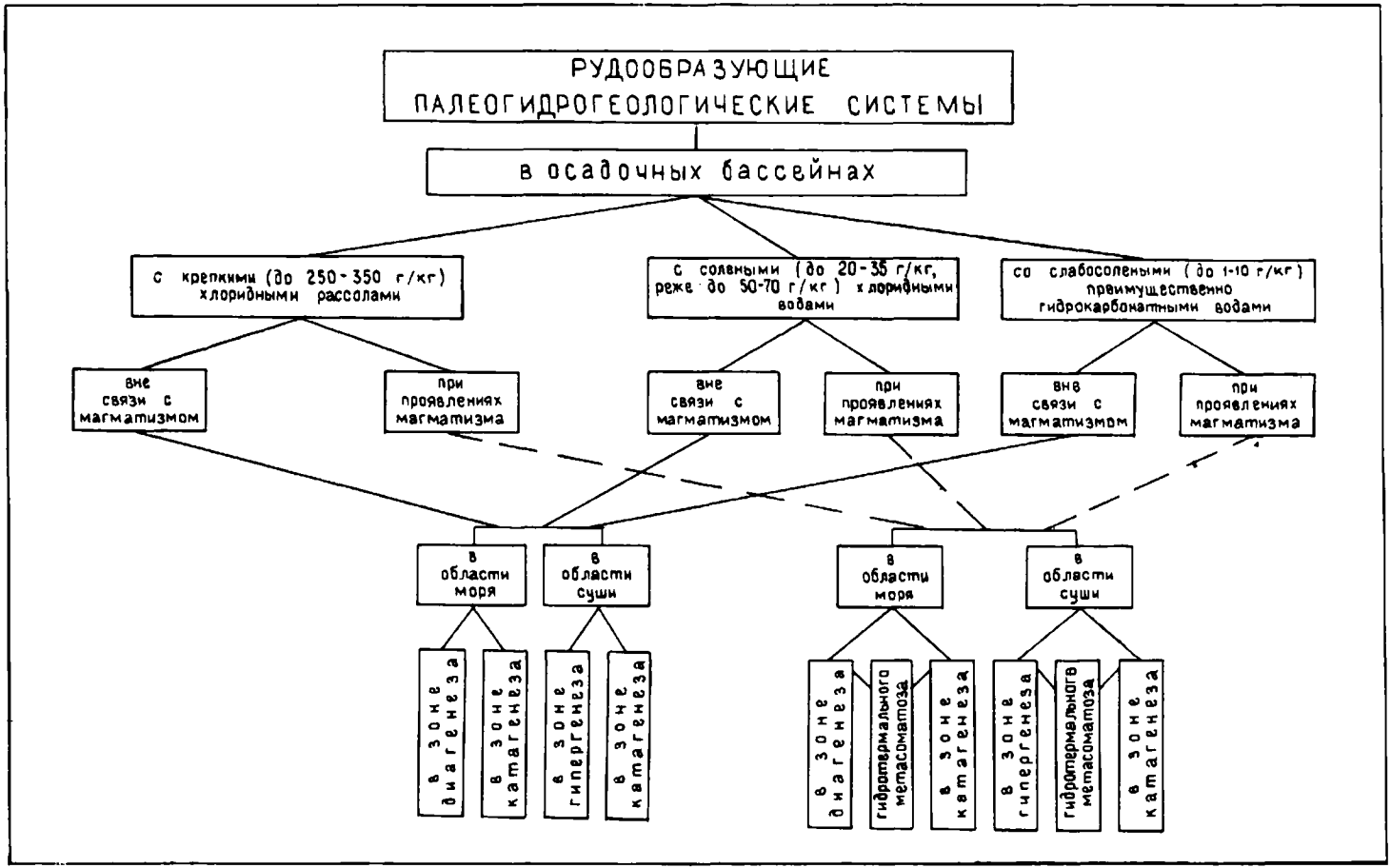


Рис. II.4. Схема типизации рудообразующих палеогидрогеологических систем в осадочных бассейнах.

(или осуществлялись — для палеосистем) достаточно устойчивые и автономные процессы водной миграции рудных элементов, сопровождающиеся их накоплением в подземных водах и переносом, с последующим отложением на различных физико-химических барьерах [86, 87, 205, 244, 278]. Следовательно, проблема рудообразования и металлогенического (минерагенического) анализа в осадочных бассейнах является во многом проблемой гидрогеологической, точнее палеогидрогеологической, связанной с анализом строения и эволюции рудообразующих гидрогеологических систем, функционировавших в осадочных бассейнах на разных стадиях их развития [12, 86, 258 и др.]. Эти положения в общем виде в настоящее время получают довольно широкое признание как в нашей стране, так и за рубежом, но разработаны они еще довольно слабо, что обусловлено явно недостаточным количеством специальных исследований в этом направлении (за исключением работ по экзогенным эпигенетическим месторождениям урана).

Рудообразующие гидрогеологические (палеогидрогеологические) системы осадочных бассейнов весьма разнообразны по своим структурно-гидрогеологическим (строение водоносных комплексов, зон трещиноватости и др.), гидрогеохимическим (химический состав, металлоносность подземных вод и др.), гидрогеодинамическим (условия питания, направленность миграции подземных вод и др.) и гидрогеотермическим (температура подземных вод и др.) параметрам. Систематизация рудообразующих гидрогеологических систем в осадочных бассейнах может производиться по разным признакам, но прежде всего она должна учитывать признаки, определяющие направленность рудообразующих процессов в этих системах. Пример подобной классификации приведен на рис. II.4.

Подразделение рудообразующих систем в этой классификации в первую очередь осуществляется по гидрохимическим признакам, в частности по степени минерализации и преобладающему химическому составу подземных вод, содержащихся в этих системах. По этим признакам рудообразующие системы подразделены на три группы: 1) системы с крепкими хлоридными рассолами (до 250—350 г/кг); 2) системы с хлоридными солеными водами (преимущественно до 20—35 г/кг) и 3) системы с преимущественно гидрокарбонатными пресными и слабосолеными водами (до 1—10 г/кг). Подземные воды этих систем резко отличаются друг от друга характером металлоносности и геохимической активностью. При этом особый интерес представляют хлоридные рассолы, генетически взаимосвязанные с галогенными формациями и имеющие в связи с этим региональное распространение во многих осадочных бассейнах. Эти рассолы повсеместно обогащены различными металлами (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb и др.) и потенциально обладают высокой рудоформирующей способностью.

Следует отметить, что на существенную значимость гидрогеохимических показателей для металлогенического анализа уже давно указывали геологи-рудники. Так, например, Г. А. Крутов (1960 г.) отмечал, что даже только те или иные предположения о характере и составе растворов, переносящих рудное вещество, в значительной мере предопределяют решение остальных тесно взаимосвязанных между собой вопросов теории рудообразования (источник, время отделения, механизм переноса, условия отложения и др.).

Последующее подразделение рудообразующих палеогидрогеологических систем осадочных бассейнов целесообразно проводить по признаку проявления (или отсутствия) в них магматизма, существенно изменяющего

характер и интенсивность многих гидрогеологических процессов. Так, например, в бассейнах с проявлениями магматизма глубина проникновения в недра инфильтрогенных вод атмосферного питания (в области суши) или вод морского питания (в акваториях) достигает 3—5 км и более в соответствии с глубинами залегания промежуточных магматических очагов. Для этих систем характерно развитие зон гидротермального метасоматоза во взаимосвязи с интенсивными проявлениями конвекционного режима. В этих системах активизируются потоки флюидов (H_2O, CO_2 и др.) из пород фундамента осадочных бассейнов и происходит поступление в чехол бассейнов мантийного материала в виде магматических образований (интрузивных и эффузивных) и летучих, выделяющихся из кристаллизующихся промежуточных магматических очагов.

Очередное подразделение рудообразующих систем рекомендуется производить по признаку источника питания в них подземных вод верхних водоносных горизонтов (рис. II.4). Данный фактор оказывает значительное влияние на деятельность этих систем, в основном определяя окислительно-восстановительную обстановку и соответственно виды гидрогеохимических барьеров в верхних частях разреза осадочных бассейнов. При этом здесь следует различать два основных случая питания подземных вод верхних водоносных горизонтов:

1) инфильтрогенными водами атмосферного происхождения; это характерно для осадочных бассейнов областей суши, в верхних частях разреза которых в зоне гипергенеза формируются подземные воды с растворенными газами кислородно-азотного состава, и с ними обычно сопряжены кислородные геохимические барьеры;

2) морскими (реже озерными) водами. Это происходит в субаквальных условиях (в области моря и др.), где в илистых осадках зоны диагенеза широко формируются восстановительные геохимические барьеры.

Кроме того, отмеченные выше различия в источниках питания (атмосферные осадки, морские воды) верхних водоносных горизонтов осадочных бассейнов имеют также весьма важное значение для деятельности рудообразующих гидротермальных систем, взаимосвязанных с процессами магматизма. Особенно благоприятны для их функционирования условия питания за счет морских вод, запасы которых практически безграничны и химический состав которых (хлоридный натриевый с минерализацией до 30—35 г/кг) весьма благоприятен для процессов рудообразования. Питание же гидротермальных систем в областях суши за счет вод атмосферных осадков может быть (особенно в аридных зонах) весьма ограниченным. Это подтверждается имеющимися материалами по гидротермальным системам областей современного вулканизма.

Следующее, завершающее, подразделение рудообразующих систем в предложенной классификации (рис. II.4) производится по признаку приуроченности образуемого ими оруденения к различным зонам литогенеза (диагенеза, катагенеза, гипергенеза и гидротермального метасоматоза), выделяемым в осадочных бассейнах. Для каждой зоны характерны, как отмечено выше, свои преобладающие режимы миграции подземных вод, свои генетические группы подземных вод определенного химического и газового состава, свои типы рудоосадительных барьеров и как следствие этого определенные генетические группы рудной минерализации.

Так, например, в пределах суши в верхних частях разреза осадочных бассейнов в зоне гипергенеза развиты инфильтрационные водонапорные системы атмосферного питания, с деятельностью которых связано фор-

мирование разнообразных кор выветривания, развитие карстовых процессов и др. Глубина проникновения инфильтрационных кислородно-азотных и азотных вод атмосферного питания в осадочные бассейны определяется в основном положением региональных базисов эрозии (дренирования). По зонам крупных разломов эти воды могут проникать до глубины 1—3 км с образованием линейных кор выветривания. В этой зоне под действием подземных вод атмосферного питания формируются на различных, в основном окислительно-восстановительных, геохимических барьерах разнообразные месторождения кор выветривания, инфильтрационные урановых руд (и реже других); при взаимодействии сульфидных вод с восходящими углеводородными формируются серные руды и т. п.

В зоне диагенеза осадочных бассейнов в субаквальных морских условиях активно протекают при участии обильной микрофлоры процессы разложения ОВ и десульфатизации захоронякщихся с осадками морских вод. Эти процессы ведут к образованию сероводорода, который осаждает здесь же различные металлы в виде сульфидов [258]. Высокие концентрации сероводорода в иловых водах возникают тогда, когда осадки обогащены ОВ. В таких случаях в зоне диагенеза возникает гидрогеохимический сероводородный осадительный барьер, в пределах которого при благоприятных условиях, например при поступлении из нижележащих (в том числе из расположенных в зоне катагенеза) красноцветных, глинистых и других формаций подземных вод, обогащенных металлами, могут образовываться крупные месторождения сульфидных руд. При этом важное значение имеют рифовые органогенные постройки, приуроченные в пределах шельфа к тектонически активным зонам. Для биогермных построек характерна обогащенность ОВ и высокие коллекторские свойства; кроме того, биогермы обогащаются различными металлами (извлекаемыми из морской воды) при формировании рифовых построек (Щеглов А. Д. и др., 1983).

В зоне катагенеза осадочных бассейнов в течение геологического времени происходит перемещение крупных масс подземных вод (под действием сил гравитации, уплотнения и минеральных преобразований пород, тектонических и сейсмических факторов и др.). Особенно значимы крупные перестройки структурного плана артезианских бассейнов, сопровождающиеся возникновением крупных зон тектонических нарушений и проявлениями магматизма. При этом часто происходит смешение подземных вод различных геологических формаций, в том числе металлоносных хлоридных рассолов с сероводородсодержащими водами, что приводит к образованию различной сульфидной минерализации. Важно также отметить, что процессы формирования рудных месторождений в зоне катагенеза иногда отчетливо сопряжены с образованием и миграцией залежей нефти и газа.

Формирование рудных месторождений в зоне катагенеза может осуществляться по различным генетическим моделям. Так, например, в одних случаях сульфидные рудные залежи, скорее всего, возникают в результате смешения металлоносных и сероводородных растворов, в других — в результате распада комплексов типа $MeS \cdot nH_2S$ или металлоорганических комплексов [92, 158, 204, 257 и др.].

При развитии в осадочных бассейнах магматизма в них образуются сложно построенные гидротермальные системы с преобладанием конвективного гидродинамического режима. В питании этих систем участвуют подземные воды разного генезиса, в основном седиментогенные и ин-

фильтрогенные, а также в меньшей степени метаморфогенные и магматогенные. В результате деятельности гидротермальных систем резко усиливается взаимосвязь подземных вод различных водоносных комплексов, что обусловливает усиление процессов водной миграции и перераспределения металлов в осадочных (и вулканогенно-осадочных) формациях, слагающих бассейны, с сопутствующим выносом (и последующим отложением) металлов из остывающих магматических тел, внедрившихся в осадочный чехол. При этом в осадочных бассейнах часто возникают мощные зоны гидротермального метасоматоза с проявлениями рудной минерализации (железа, полиметаллов и др. [13, 160]).

Вместе с тем нужно отметить, что специальный палеогидрогеологический анализ процессов рудообразования для разных типов осадочных бассейнов и разных типов рудных месторождений почти не проводился, за исключением отдельных работ методического плана [12, 257], а также работ в области экзогенной минерагении урана [86, 88, 205, 278 и др.]. Все это в определенной мере, несомненно, сдерживает совершенствование и развитие научного прогнозирования минерагенического потенциала осадочных бассейнов.

Эволюция рудообразующих палеогидрогеологических систем в осадочных бассейнах определяется направленностью процессов их геологического развития. Так, например, при прогрессирующем погружении осадочных бассейнов, компенсируемом накоплением осадков, диагенетические рудообразующие системы преобразуются в катагенетические, а инфильтрогенные гипергенные системы областей суши при перекрытии их морскими осадками прекращают свое развитие и т. п. При анализе этих вопросов для конкретных бассейнов целесообразно построение палеогидрогеологических карт и профилей, а также опорных палеогидрогеологических колонок, наглядно раскрывающих изменение гидрогеологических условий в геологической истории осадочных бассейнов [92].

Часть третья
УГЛЕНОСНЫЕ И ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Глава III.1. УГЛЕНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ

III.1.1. Геодинамическая классификация угленосных бассейнов

III.1.1.1. УГЛЕНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Основанием к выделению угленосных бассейнов (среди прочих осадочных) является присутствие в их минеральном матриксе обособленных пластовых тел ископаемых углей — горной породы, более чем на половину массы сложенной в различной степени измененным органическим веществом растительного происхождения.

В зависимости от таксономического состава первичной растительной биомассы ископаемые угли подразделяются на три генетические группы: гумолиты, сапропелиты и сапрогумолиты, различные по механизмам концентрации и захоронения в осадочных бассейнах. Угли первой группы образованы остатками высших наземных растений, второй — преимущественно низшими водорослями, а третья группа — смешанная, с обычным преобладанием производных высших растений.

Угли следующим образом соотносятся с другими органо-минеральными породами растительного происхождения. Разубоженные минеральным веществом гумолиты и сапрогумолиты именуют углистыми аргиллитами, углистыми алевролитами, углистыми песчаниками. Такие разности присутствуют во всех угленосных бассейнах и в специальную группу не выделяются.

Породы же, содержащие разубоженное до первых десятков процентов сапропелевое вещество, относят к горючим сланцам. Так, сложенный почти нацело сине-зелеными водорослями богхедовый уголь в зольных разностях классифицируется как горючий сланец. При еще меньших концентрациях сапропелевого вещества породу принято определять как доманикит или черный сланец.

Качество углей зависит от вещественного состава первичной биомассы и зольной (минеральной) части, характера и глубины их физико-химического преобразования в недрах. Различия в комбинациях исходного состава углей, а также в температуре, давлении, времени и прочих условиях процесса углефикации обусловили разнообразие их качества не только в разнотипных угольных бассейнах, но и в разных геолого-структурных зонах каждого из них. Одновременно с этим для всех ископаемых углей выдерживается общая направленность преобразования, позволяющая выделять закономерные ряды углефикации: от бурых низкометаморфизованных углей к каменным углям и к антрацитам.

Абсолютное большинство ископаемых углей представлено гумолитами, среди которых по соотношению углеобразующих компонентов выделяют гелитолиты, фюзенолиты, липоидолиты, а также микстогумолиты и другие переходные разности.

Пласты гумусовых углей являются погребенными и преобразованными в недрах осадочных бассейнов залежами древнего торфа, иначе говоря, цельными палеоэкосистемами торфяных болот или их фрагментами. Такие системы генерировали торф на субаэральной седиментационной поверхности, а цикличность угленосных комплексов и преобладающий фациальный состав минеральных междупластий однозначно указывают на периодическое погружение этой поверхности под воды неглубоких внутри- или окраинноконтинентальных водоемов.

Единообразие строения всех типов гумолитовых угленосных отложений, обязательность фазы наземного торфонакопления существенно ограничивают возможный диапазон условий формирования углематеринских осадочных бассейнов во времени и в пространстве. Начавшись в геологической истории только с выходом растений на сушу в конце раннего девона, угленакопление с тех пор всегда тяготело к избыточно увлажненным климатическим зонам (в которых только и могли формироваться экосистемы торфяных болот) и локализовалось на площади эпиконтинентальных осадочных бассейнов, развивавшихся в режиме полной тектоно-седиментационной компенсации, допускающем попеременное субаэральное — субаквальное накопление фито- и терригенного материала.

Несмотря на эти ограничения, угленосные бассейны являются одним из наиболее распространенных классов осадочных бассейнов, особенно на континентах Лавразийской группы, а также на многих фрагментах Гондваны. Общие ресурсы углей в настоящее время оцениваются в 14 трлн т, что составляет более 80 % всех мировых ресурсов ископаемых топлив, включая ядерное горючее. В России площадь, занятая угленосными отложениями, достигает 20 % территории, а в ее азиатской части расположены крупнейшие на планете Тунгусский, Ленский и Западно-Сибирский угольные бассейны. Только в последнем по некоторым оценкам сосредоточено от 3 до 13 трлн т углей, пока не включаемых в подсчеты прогнозных ресурсов.

Помимо углей к угленосным бассейнам приурочены скопления метана, потенциально извлекаемые объемы которого сопоставимы с суммарными запасами всех собственно газовых месторождений. Поэтому проблемы комплексного промышленного освоения угленефтегазоносных бассейнов в последние годы привлекают к себе все большее внимание в целом ряде стран. Достаточно обычными для угленосных бассейнов являются повышенные концентрации редких и благородных металлов, обусловленные большой сорбционной и восстановительной емкостью органического вещества углей. Присутствуют в них промышленные залежи каолинов, огнеупорных глин, стекольных песков, минеральных пигментов и других сопутствующих рудных и нерудных полезных ископаемых.

Однако не только важнейшее экономическое значение угленосных бассейнов заставляет рассматривать их в ряду первоочередных объектов геодинамического исследования. Помимо дальнейшего совершенствования теории углеобразования и ее прикладных прогнозно-минерагенических аспектов такое исследование полезно для расширения общих возможностей самого геодинамического анализа за счет использования реперных свойств угленосных формаций как показателей различных палеогеодинамических

ситуаций. Высокая чувствительность угольного вещества к изменению термодинамических условий в недрах, отчетливая и разнообразная цикличность строения угленосных отложений, детали которой тесно связаны с вариациями тектонофациальных условий седиментогенеза, достаточно определенный возрастной и геоструктурный диапазон их распространения в земной коре обеспечивают значительный индикационный потенциал этих бассейнов при палеогеодинамических реконструкциях.

Выше уже отмечалось, что в той или иной мере эти свойства угленосных отложений издавна использовались для обоснования различных геотектонических концепций. А. Вегенеру и А. Дю-Тойту особенности строения и современного размещения угленосных бассейнов на континентах Земли помогли в обосновании раннемобилистской концепции. Г. Штилле на их примере сумел с наибольшей отчетливостью показать различие древних геотектонических режимов геосинклинального и платформенного типов. На современном уровне исследований индикационный потенциал угленосных бассейнов может быть с успехом использован для диагностики зрелых стадий консолидации и ранних стадий деструкции континентальной коры, для которых традиционный набор геодинамических реперов, включающий преимущественно магмато- и метаморфогенные комплексы, весьма ограничен.

Для проведения глобальных палеогеодинамических реконструкций сегодняшний уровень изученности угольных бассейнов достаточен, и они с успехом применяются в качестве палеоландшафтных реперов в связи с тектоникой плит. Подобные исследования проводили в последние годы Н. В. Логвиненко, А. Н. Храмов, Н. М. Максимов и другие угольщики. Однако при попытках построения региональных и локальных геодинамических моделей существующие в угольной геологии методики оказываются не всегда пригодны как для сбора, так и для интерпретации фактических данных. Отсутствуют достоверные критерии для соотнесения процессов современного торфонакопления с торфяной стадией углеобразования прошлых эпох. Это крайне затрудняет реализацию важнейшего в геодинамическом анализе актуалистического принципа диагностики древних породных комплексов. Вопрос же о геодинамической позиции современных потенциально углематеринских торфонакопительных бассейнов еще только начал обсуждаться в литературе по геологии угля.

В отличие от многих иных типов осадочных бассейнов, угленосные бассейны формировались главным образом во внутриплитных континентальных обстановках, в которых процессы тектогенеза не могут быть описаны классическими для тектоники плит моделями межплитных взаимодействий. Поэтому требуется отыскать наиболее рациональное сочетание традиционной для угольной геотектоники циклической модели угленакопления с базовыми латеральными закономерностями, которые раскрываются в моделях тектоники плит. Представляется, что только такой подход, кажущийся компромиссным, а на деле лишь учитывающий реалии процесса угленакопления, сможет обеспечить наибольшую эффективность геодинамических исследований применительно к угленосным осадочным бассейнам.

III.1.1.2. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ

Углеобразование — не только сложный, но и весьма длительный природный процесс, в течение которого условия «бытия» угленосного бассейна могли существенным образом изменяться. Так, первичная торфо-

носная толща, накопленная в осадочном бассейне на латерали пассивной окраины континента с определенными параметрами конседиментационного тектонического режима и специфической термобарической ситуацией в недрах, при последующей коллизии этой окраины с другим континентальным блоком неизбежно попадала в иные динамические и термобарические условия. В современном облике такого бассейна будут запечатлены признаки как минимум двух геодинамических ситуаций.

Часть свойств угленосных бассейнов устойчиво консервировалась со времени седиментации, часть изменялась или полностью поглощалась последующими преобразованиями. Поэтому важно проследить всю историю угленосного бассейна, в каждый этап геологического времени оценить его взаимоотношения с синхронно формирующимися геологическими комплексами иной природы и на этой основе реконструировать былые геодинамические обстановки углеобразования.

Под геодинамической обстановкой углеобразования понимается сложный комплекс коровых и поверхностных условий и процессов, устойчиво возникающий при определенном типе развития и взаимодействия глубинных структур литосферы, имеющий тесную генетическую и пространственную связь с границами плит и активными внутриплитными зонами, накладывающий отпечаток на все свойства формирующегося угленосного бассейна и задающий его положение в латеральных и вертикальных рядах геологических формаций.

Следует различать обстановку угленосной (торфоносной) седиментации и сингенетического преобразования отложений, а также последующие обстановки деформации структуры бассейнов и эпигенеза выполняющих их осадочно-породных комплексов. Их смену во времени, вызываемую изменением геодинамической позиции осадочного бассейна в координатах границ плит или изменением характера внутриплитного геодинамического режима, удобнее рассматривать как дискретный процесс с ограниченным набором возможных реализаций — типовых геодинамических обстановок углеобразования. В этом случае на каждом временно́м интервале угленосный комплекс можно представлять в качестве закономерного члена структурно-формационного ряда, состав и последовательность расположения элементов которого заданы соответствующей геодинамической обстановкой.

Развитие угленосного бассейна при таком подходе будет интерпретироваться дискретным переходом из одной геодинамической обстановки в другую с последовательным приобретением новых и частичной (или полной) утратой прежних свойств структуры и вещества. Важно отметить, что фактографической базой исследования при этом становятся не только сами угленосные бассейны, но и все окружающие их структурно-формационные зоны, в пределах которых и требуется реконструировать одновозрастные латеральные ряды, соответствующие былым геодинамическим обстановкам, а также вертикальные ряды, отражающие последовательность смены обстановок во времени.

Очевидно, что при анализе внутриплитных угленосных бассейнов и формирующих их геодинамических процессов на первый план объективно выходит изучение вертикальных полихронных структурно-формационных рядов, интерпретация которых должна осуществляться на основе специфических геодинамических моделей, напрямую не выводимых из тектоники плит, но согласуемых с ее базовыми положениями. В таких случаях механизмами, инициирующими дискретный процесс возникновения и смены

геодинамических обстановок углеобразования, будут уже не пограничные межплитные взаимодействия, а нарушение и восстановление термоплотностных и изостатических состояний в коре и в подкоровом пространстве, а также другие еще слабо изученные факторы.

Конечно, все это увеличивает трудоемкость исследований, но и повышает их эффективность при решении задач угольной и региональной геологии. Анализ своеобразия угленосных бассейнов, сформированных в различных геодинамических обстановках, приобретает комплексный характер. Фациально-палеогеографическая и геотектоническая составляющие условий углеобразования выступают здесь как части единого целого: геодинамической обстановки формирования угленосного бассейна. Поэтому тектоногенетический принцип в геодинамическом исследовании угольных бассейнов может быть реализован с бо́льшей полнотой по сравнению с классическим геосинклинально-платформенным подходом.

Особо следует оговорить вопрос о правомочности использования представлений о геодинамических обстановках углеобразования для торфонакопительной стадии этого природного процесса. Действительно, на данной стадии преобладает влияние биотического и климатического факторов, относительно независимых от литосферной динамики. Однако реализация потенциальных возможностей накопления и консервации фитогенной массы была в решающей степени связана с геодинамическими обстановками через специфику рельефа, гидрологию торфяных залежей, конседиментационные движения субстрата. После же перехода торфяника в ископаемое состояние, механизм которого имеет тектоническую природу, геодинамические ситуации в недрах осадочного бассейна уже полностью контролировали дальнейший ход процессов углеобразования. Поэтому использование представлений о геодинамических обстановках может быть правомерным при анализе всех стадий формирования угленосных бассейнов.

Требуют уточнения и подходы к обозначению геодинамических обстановок углеобразования. В региональном геодинамическом анализе обстановки выделяются с учетом принципа актуалистических аналогий, когда условия образования древних природных комплексов интерпретируются через современные ситуации на границах плит и во внутриплитном пространстве. Названия обстановкам обычно присваиваются с учетом их поверхностных географических отражений: обстановки окраинных морей, островных дуг, внутриматериковых рифтов и т. п. При этом подразумеваются соответствующие глубинные процессы в литосфере, генерировавшие типовые поверхностные проявления.

Формирование угленосных бассейнов связано с развитием депрессионных структур, возникавших и ныне возникающих в различных геодинамических обстановках. Во многих случаях такие бассейны занимают лишь часть территорий, пребывающих в данное время в определенной геодинамической ситуации. Так, например, угленакопление могло происходить в тыловом прогибе окраины андийского типа или на фронтальной террасе островной дуги. Поэтому название обстановки углеобразования следует уточнять конкретной позицией углевмещающего прогиба и говорить о геодинамической обстановке тыловодужного окраинноконтинентального типа или фронтально-террасовой островодужной обстановке, с названиями которых коррелируют и названия типов угленосных осадочных бассейнов.

Обратное соотношение, когда бассейну якобы соответствуют несколько геодинамических обстановок, противоречит принятому нами определению осадочного бассейна. Поэтому синхронно накапливавшиеся угленосные

толщи разных геодинамических типов, даже связанные непосредственным латеральным переходом, не могут быть проинтерпретированы как образования единого в геодинамическом отношении осадочного бассейна. Поясним эту мысль конкретным примером.

В каменноугольный и пермский периоды на севере и востоке (в современном положении) Сибирской платформы существовал огромный периконтинентальный угленосный бассейн литорали пассивной окраины. Его фрагментами ныне являются Таймырский угольный бассейн и Западно-Верхоянская угленосная площадь. Синхронно с этим палеобассейном и в непосредственной латеральной связи с ним развивались бассейны в эпирифтовом прогибе Вилюйского авлакогена и надрифтовой Тунгусской синеклизе. По геодинамической природе это были три различных и лишь сопряженных между собой осадочных бассейна, входившие в единую область позднепалеозойской угленосной седиментации на Сибирской платформе.

Выделяемые же сейчас Таймырский, Тунгусский, Ленский (палеозойский этаж) и Западно-Верхоянский бассейны лучше именовать не угленосными, а угольными, придавая их границам не генетический, а экономический смысл. Может быть, такая схема и несовершенна, но она позволяет различать область угленосной седиментации, угленосный осадочный бассейн и угольный бассейн, вкладывая в эти термины определенную содержательную нагрузку.

Когда речь идет об обстановках эпигенетического преобразования угленосных комплексов, географо-актуалистический принцип их наименования уступает преимущество типу преобразующего геодинамического режима. Так можно выделить коллизионную геодинамическую обстановку, в пространственно-временны́х рамках которой первичный бассейн, т. е. выполняющий его комплекс осадков, был подвергнут складчатости и шарьированию.

Таким образом, при обозначении обстановок угленосной седиментации предлагается использовать общепринятые географические термины с уточнением их через позицию углевмещающей структуры, а для обстановок эпигенеза угленосных отложений указывать на геодинамический режим, определивший ход этого процесса.

III.1.1.3. ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ОБЩАЯ СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ

В основу классификации угленосных бассейнов положены выделение и иерархическое разделение геодинамических обстановок углеобразования. Это позволяет включать угленосные бассейны в единую геодинамическую классификацию осадочных бассейнов, и более того, в целостную систему разнородных геологических объектов, описываемую принятыми законами развития и принципами структурирования коры и литосферы. Поскольку важнейшие параметры угленосных бассейнов закладывались на седиментационном этапе, классификация предполагает выделение именно типовых обстановок угленосной седиментации.

Мы постулировали (см. ч. I), что смена геодинамических обстановок приводила к отмиранию конкретных бассейнов, их замене бассейнами иного типа или вызывала складчатость, воздымание и разрушение осадочно-породного комплекса, его характерные эпигенетические изменения. Последние в случае своей устойчивости также могут привлекаться для типологического описания бассейнов, но лишь в качестве дополнительных признаков. Выше отмечалось, что геодинамические обстановки — это ко-

рово-поверхностные реакции на господствующий геодинамический режим. Поэтому происходит естественная пространственно-временна́я группировка обстановок, порожденных одним геодинамическим режимом. Соответствующим образом в координатах границ плит группируются и такие структурно-тектонические новообразования, как углематеринские осадочные бассейны. Такая ситуация позволяет использовать характер геодинамического режима для выделения групп, объединяющих по нескольку типов геодинамических обстановок угленосной седиментации.

Однако тектоника плит выделяет лишь геодинамические режимы, связанные с их контактным взаимодействием: конвергентный, соответствующий сближению плит, дивергентный — их расхождению и трансформный — скольжению вдоль границ плит. Иначе говоря, базовые кинематические модели этой теории описывают геодинамические режимы вблизи границ плит, оставляя вне глобальной концепции геотектонику внутриплитных пространств. Для ее объяснения привлекаются гипотезы, не выводимые из кинематики плит (горячих точек, мантийных плюмов и т. д.). Обширные же области, находящиеся в квазистабильном состоянии, где господствуют медленные восходящие и нисходящие тектонические движения, в рамках тектоники плит вообще не рассматриваются.

Между тем формирование угленосных бассейнов связано и с конвергентным, и с дивергентным, и с квазистабильным геодинамическими режимами развития континентальных плит. Очевидно, угленосные депрессии могли возникать и вдоль трансформных границ плит, особенно, если те имели локальные изгибы в плане. Тогда их проскальзывание относительно друг друга могло приводить к образованию «зияний» ромбовидной формы. Однако такие грабенные структуры мало чем отличаются от рифтогенных структур растяжения, хотя различия в магматической активности и интенсивности тепловых потоков здесь весьма вероятны. Поскольку вопрос практически не изучен, пока имеет смысл рассматривать угленакопление в трансформном режиме как частный случай дивергентного угленакопления.

При систематизации данных о режимах развития континентальной коры удобно сохранить представления о стадийности геодинамических процессов. Можно выделить следующие стадии: 1) конструктивную, когда аккреция мелких континентальных масс приводит к образованию крупного массива; 2) эволюционную, или эпейрогеническую, когда кора пребывает в квазистабильном состоянии; и 3) деструктивную, или рифтогенную, когда континент подвергается распаду на отдельные блоки. Это позволяет наметить и стадийность формирования угленосных бассейнов, увязанную со стадиями цикла Уилсона. Как группы обстановок классифицируются в соответствии с порождающими их геодинамическими режимами (конвергентным, квазистабильным и дивергентным), так и типы бассейнов разделяются на рифтогенные и коллизионные (орогенные, эпейрогенные). При этом группы угленосных бассейнов получают и пространственную привязку в координатах границ плит.

Орогенные бассейны тяготеют к конвергентным границам плит, где выражены субдукционные или коллизионные обстановки. Эпейрогенные бассейны занимают внутренние квазистабильные области континентов, где развиты обстановки формирования широких надрифтовых синеклиз и иных прогибов как следствие поверхностных реакций на медленные глубинные термоплотностные изменения. Рифтогенные бассейны локализуются вдоль границ расхождения (дивергенции) плит, где господствуют

обстановки пассивных окраин континентов, авлакогенов, линейных трансконтинентальных рифтовых зон, ареальных зон «рассеянного» рифтинга, а также связываются с обстановками коллизии континентальных или с обстановками постколлизионного рифтогенеза.

Такой подход к постановке задачи построения классификации угленосных бассейнов на геодинамической основе отвечает традициям угольной тектоногенетической систематики, в частности ее геоструктурно-стадийному направлению. В нем сохранены принципы историзма, единства глобальной геотектонической модели, цикличности геологических процессов. Соблюдаются правила логики деления понятий и требуемая простота конструкции классификационной схемы.

Вместе с тем геологические реалии делают наши построения в некоторой степени условными. Так, рифтогенные по характеру проявления структуры могут возникать и в областях сближения плит. Тыловые прогибы активных континентальных окраин, возникающие при погружении океанической плиты под континент (режим конвергенции плит), сходны с классическими рифтами дивергентных трансконтинентальных зон. Они также могут обладать сбросовыми ограничениями, щелочным магматизмом, повышенным тепловым потоком. Отсюда трудно различить и соответствующие им угленосные бассейны. И все же отнесение тыловых бассейнов к орогенной группе представляется предпочтительным. В палеореконструкциях такие бассейны маркируют границы плит, синхронно развивавшиеся в конвергентном геодинамическом режиме. В определенной степени условно разграничение эпейрогенных и рифтогенных бассейнов, поскольку обстановки формирования первых являются, хотя и отдаленными во времени, но все же следствиями более древних рифтовых процессов. Таким образом, предлагаемая схема классификации угленосных бассейнов по группам и типам геодинамических обстановок формирования (табл. III.1 — см. вкладку в конце книги) в последующем, безусловно, потребует уточнения.

Типы бассейнов определены по типам геодинамических обстановок и образующихся в них угленосных депрессий. Сами же угленосные комплексы охарактеризованы тремя группами индикационных признаков, в том числе сингенетического, эпигенетического и ситуационного плана. Первые отражают те их свойства, которые были сформированы еще в углематеринском осадочном бассейне; вторые отмечаются как возможные при характерном типе изменения геодинамической обстановки. Так, пассивноокраинный бассейн неизбежно вовлекается в межконтинентальную коллизию, и соответствующий ему угленосный комплекс подвергается интенсивной складчатости, шарьируется и частично разрушается. Под ситуационными признаками понимается первичное положение углематеринского бассейна в латеральных и вертикальных структурно-формационных рядах, а также его наиболее характерные современные пространственно-возрастные парагенезисы.

III.1.1.4. ОРОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

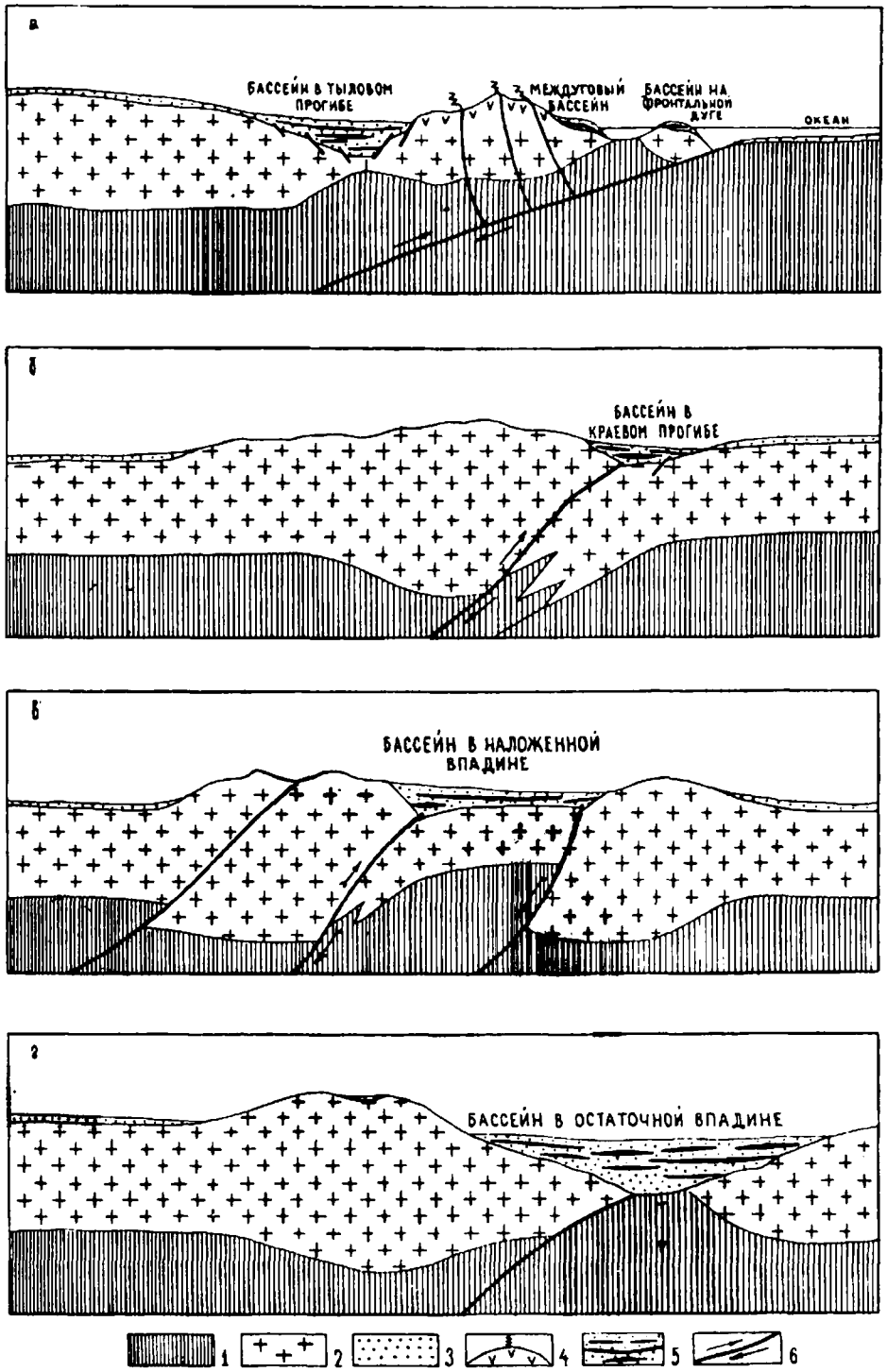
Угленосные бассейны орогенной группы формировались в результате реакции континентальной коры на сближение литосферных плит, являясь элементами их конвергентных палеограниц. В зависимости от пространственного положения бассейнов и характера происходивших при этом геодинамических процессов среди них можно выделить четыре основных классификационных типа (табл. III.1).

На конвергентных границах наблюдается либо поддвигание океанической плиты под островные дуги и активные окраины континентов, либо столкновение двух и более континентальных масс. В первом геодинамическом процессе, получившем наименование субдукции, происходит заложение глубинной сейсмофокальной зоны, над которой развивается сложная субдукционная система, состоящая из вулкано-плутонического пояса, глубоководного желоба и целой серии осадочных бассейнов с различным характером седиментации. В случае континентального столкновения формируется складчато-надвиговый пояс или обширная изометрическая складчатая область, если в этом столкновении участвуют многие континентальные массы. Такие геодинамические системы именуют соответственно коллизионными и аккреционными. В субдукционных, коллизионных и аккреционных системах угленосные бассейны занимают различное структурное положение, которое и определяет главные черты седиментации, син- и эпигенетического преобразования углематеринских комплексов.

Бассейны в тыловых и внутренних прогибах активных окраин континентов и островодужных систем. К этому геодинамическому типу отнесены угленосные бассейны, формирующиеся в связи с субдукцией. Ныне они реконструируются, как и прочие орогенные бассейны, в пределах горно-складчатых областей, а также на смежных с ними участках древних массивов консолидированной коры и в молодых окраинноконтинентальных и островодужных вулкано-плутонических поясах. Современные торфоносные бассейны такого типа достаточно широко распространены по периферии Тихоокеанского кольца, на островах Индонезийского и Антильского архипелагов. Из наиболее крупных следует назвать Западно-Камчатский и Индонезийский торфоносные бассейны. В традиционных классификациях этот тип угленосных бассейнов рассматривался в пределах различных геотектонических групп: геосинклинальной, платформенной, орогенной, активизационной.

Различают субдукционные системы двух основных разновидностей: окраинноматериковые и островодужные. В тылу вторых всегда присутствуют участки новообразованной задуговым спредингом или отшнурованной древней океанической коры. Над такими участками литосферы развивается глубоководный бассейн окраинного моря. В тылу же окраинноматериковых поясов происходит лишь частичная деструкция континентальной коры и формируется осадочный бассейн с наземной или шельфовой седиментацией.

Для тыловых бассейнов субдукционных систем характерны повышенная плотность теплового потока (более 90 мВт/м^2), значительная (до нескольких тысяч метров) мощность осадочного комплекса. В тылу окраинноматериковых вулкано-плутонических поясов и в древних геологических периодах происходило и ныне часто происходит углематеринское торфонакопление. В структурном отношении такие бассейны представлены протяженными системами грабенов, часто одностороннего типа. Вдоль и поперек таких систем могут быть разделяющие их горсты. Грабены резко дискордантно наложены на структуры платформы или складчатой области, вдоль края которых формировался вулкано-плутонический пояс. Выполнены грабены, как правило, континентальными, часто угленосными молассовыми комплексами, обычно сменяющимися вверх по разрезу покровами эффузивных пород и пачками конгломератов. Мощность грабенного комплекса и интенсивность теплового потока уменьшаются в сторону от краевого вулканогена. Расстояние от магматической дуги до тылового прогиба зависит


а
БАССЕЙН В ТЫЛОВОМ ПРОГИБЕ
МЕЖДУГОВЫЙ БАССЕЙН
БАССЕЙН НА ФРОНТАЛЬНОЙ ДУГЕ
ОКЕАН
б
БАССЕЙН В КРАЕВОМ ПРОГИБЕ
в
БАССЕЙН В НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЕ
г
БАССЕЙН В ОСТАТОЧНОЙ ВПАДИНЕ
1
2
3
4
5
6

Бассейны в наложенных впадинах аккреционно-складчатых областей. Формирование бассейнов этого типа связано с процессами изостатического выравнивания блоков континентальной литосферы с изначально различными плотностно-мощностными параметрами, происходившего после включения таких блоков в состав аккреционно-складчатой области (рис. III.1, *в*).

Если к зоне поддвига вместе с океанической плитой подступают островная дуга, микроконтинент или массив иной геодинамической природы, не поддающийся субдукции в силу своей «плавучести», происходит столкновение континентальных блоков. Сейсмофокальная зона смещается на противоположный край придвинутого блока, а сам он причленяется к островной дуге или активной материковой окраине. Этот процесс может повторяться неоднократно и вызывать скручивание многих разнородных блоков вдоль бывшего края континента. Образуется сложный тектонический коллаж — аккреционная область, в ходе становления которой океанические бассейны, когда-то разделявшие континентальные массы, редуцируются. Их кора полностью или частично поглощается в разновозрастных зонах субдукции или обдуцируется в виде надвиговых пластин на края континентальных блоков. Над зонами поглощения происходит новообразование вулканической континентальной коры, блоки которой также включаются в состав аккреционной области.

По периферии микроконтинентов происходит деформация их краевых частей, формируются множественные складчатые и шовно-надвиговые системы. Латеральное сокращение коры вызывает изостатический подъем всей аккреционной области, особенно усиленный в зонах деформаций, где континентальная кора испытывала наибольшее утолщение, прогрев и разуплотнение. В такой ситуации недеформированная литосфера центральных частей микроконтинентов (срединных массивов) оказывается менее «плавучей», чем окружающие ее складчато-надвиговые пояса, и начинает испытывать относительное погружение. Образующиеся прогибы заполняются продуктами разрушения соседних горных сооружений: сначала морскими, а позднее континентальными сериями, часто угленосными.

В некоторых случаях формированию наложенных молассовых бассейнов могли способствовать частичная деструкция и утонение коры основания. Представляется, что испытывать относительное погружение в аккреционной области должны были фрагменты былых пассивных окраин континентов, окраинных морей и блоки, пораженные внутриконтинентальным рифтогенезом. Не исключено усиливающееся влияние процесса «базификации» коры под наложенными осадочными бассейнами.

Угленосные бассейны, выполняющие впадины отмеченного типа, наиболее выражены в западной части палеозойского Центральноазиатского пояса. К ним можно с уверенностью отнести карбоновые бассейны Центрального и Восточного Казахстана, включая такие крупные, как Карагандинский, Экибастузский и Тениз-Коржункульский, карбон-пермские Кузнецкий и Минусинский в Алтае-Саянской области. В восточной части Монголо-Охотского пояса этому типу принадлежит крупный Буреинский бассейн. Современным аналогом этих угленосных бассейнов являются Кол-

---

Рис. III.1. Типовые геодинамические обстановки формирования орогенных угленатеринских осадочных бассейнов (см. табл. III.1.).

1—3 — слои: *1* — «базальтовый», *2* — «гранито-гнейсовый», *3* — осадочный; *4* — вулканические аппараты; *5* — угленатеринские бассейны; *6* — направление перемещения горных масс.

хидский бассейн торфонакопления, занимающий западную часть Рионской впадины, наложенной на Закавказский срединный массив.

Параметры строения и угленосности орогенных бассейнов наложенного типа варьируют в достаточно широких пределах. Их площадь, мощность выполняющих комплексов и «градиент континентализации» характерного регрессивного вертикального ряда во многом зависят от индивидуальных особенностей блока фундамента и блоков окружения, черт развития конкретного района складчатой области, включающей в себя угленосный бассейн. Как правило, это — крупные высокоугленосные, многопластовые бассейны с нормальным палеотермическим режимом и четко выраженной зональностью изменения метаморфизма углей в стратиграфическом разрезе.

Бассейны в остаточных впадинах аккреционно-складчатых областей. К этому типу отнесены угленосные бассейны, в фундаменте которых геофизическими методами устанавливаются блоки непросубдуцированной океанической коры (рис. III.1, *г*).

Известно, что комплексы океанической природы в виде обдуцированных на континентальную кору пластин офиолитов являются обычными элементами шовных зон в горно-складчатых поясах. Однако в описываемом случае речь идет о той, достаточно редкой, ситуации, когда океаническая кора в виде недеформированной пластины оказывается зажатой между неполностью сомкнувшимися выступающими краями континентального массива и вулкано-плутонической дуги, в желобе которой произошло поглощение остальной части дна разделявшего эти блоки океанического бассейна.

Резкий петрологический контраст «базальтового (безгранитного) окна» и окружающих горно-складчатых сооружений приводит к исключительно устойчивому длительному прогибанию такого остаточного бассейна. Обязательное присутствие над «окном» комплексов склона глубоководного желоба, вверх по разрезу сменяющихся комплексами моласс, приводит к накоплению в остаточных бассейнах многокилометровых осадков широкого фациального диапазона: от глубоководных турбидитов до континентальных фаций. Разрез «безгранитных» впадин всегда имеет ярко выраженную направленность: снизу вверх он сложен сменяющими друг друга флишевой, флишоидно-молассовой и молассовой формациями. Верхняя часть молассового комплекса осадков при накоплении в гумидных ландшафтах всегда угленосна.

Для бассейнов этого типа характерны несколько повышенный тепловой поток и часто симметричная конседиментационная складчатость, на поздних стадиях развития бассейнов приводящая к их расчленению на ряд изолированных седиментационных ванн. Типичным примером такого бассейна является неоком-аптский угленосный комплекс Зырянского бассейна, который венчает верхнеюрскую флишевую и флишоидно-молассовую серию Момо-Зырянской остаточной впадины в самом центре Верхнеколымской складчатой области. Близкое по типу развития «базальтовое окно» известно в Ленском бассейне, в приустьевой части р. Вилюя. Здесь также в фундаменте гранито-гнейсовый слой не установлен, резко повышена мощность мезозойских осадков и увеличена степень метаморфизма углей по сравнению с синхронными толщами прилегающих районов бассейна.

Современные торфоносные бассейны этого геодинамического типа не известны, хотя определенное сходство в масштабах и устойчивости процессов седиментации, правда в аридных условиях, можно увидеть в бассейне Прикаспийской впадины, под которой непродуцированной осталась девонская океаническая кора Палеотетиса. Представляется, что более тща-

тельный анализ геофизической информации позволит расширить список относимых к данному типу орогенных угленосных бассейнов.

В целом выделяемую группу орогенных бассейнов геодинамической системы объединяют их приуроченность к горно-складчатым областям и их форландам, как правило, весьма значительная мощность отложений, чаще регрессивный тип разреза с размещением главных рабочих пластов угля в его верхней части. Метаморфизм углей — типичный сингенетический геотермального вида, тесно связанный с геодинамической позицией бассейна, стратиграфическим положением пластов и изменением мощности угленосного комплекса по латерали.

Четкая цикличность строения орогенных угленосных комплексов с циклотемами небольшой мощности, а также линейность зависимости мощности угольного пласта от мощности вмещающей циклотемы позволяют реконструировать для этих бассейнов вертикальные конседиментационные движения по первому и второму типам, т. е. с фазами подъемов субстрата и с тектоническими паузами.

III.1.1.5. ЭПЕЙРОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

К этой группе отнесены два типа угленосных бассейнов, приуроченных соответственно к синеклизовым прогибам древних платформ и к унаследованным впадинам в пределах аккреционно-складчатых областей доугленосной консолидации (табл. III.1). Оба типа характеризуются сильно уплощенной линзовидной формой угленосных комплексов, отсутствием следов раздвиговых деформаций и значительным временным отрывом угленакопления от предшествующих фаз активного тектогенеза на данной территории.

Бассейны в надрифтовых синеклизах платформ. Такие бассейны распространены главным образом на древних докембрийских платформах, но существует и Западно-Сибирский бассейн, наложенный на более молодую аккреционную область. Его развитие с конца юрского периода до голоцена включительно происходит в геодинамической обстановке, сходной с развитием палеозойских и мезозойских синеклизовых бассейнов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. С учетом этого выделенный тип несколько отличается от тектонотипа бассейнов древних платформ в традиционных угольных классификациях.

Синеклизовые угольные бассейны по отношению к границам платформенных областей занимают центральное или краевое положение. В целом ряде случаев можно наблюдать непрерывный чехол синхронных угленосных осадков, покрывающий как центральные, так и периферические районы платформ. Для бассейнов этого типа обычен латеральный переход в синхронные бассейны на пассивных рифтогенных окраинах континентов. Так, центральный Подмосковный и краевой Камский синеклизовые бассейны вместе с Кизеловским пассивноокраинным составляют единый нижнекарбоновый латеральный ряд угленакопления на Восточно-Европейской платформе. Пермо-карбоновый Тунгусский синеклизовый бассейн переходит в синхронный пассивноокраинный Таймырский. Вилюйский юрско-меловой синеклизовый бассейн своими доальбскими сериями переходит в Приверхоянский синхронный пассивноокраинный комплекс, составляя вместе с ним огромный Ленский угольный бассейн.

Синеклизы платформ представляют собой надрифтовые депрессии, развившиеся по прошествии определенного времени над отмершими риф-

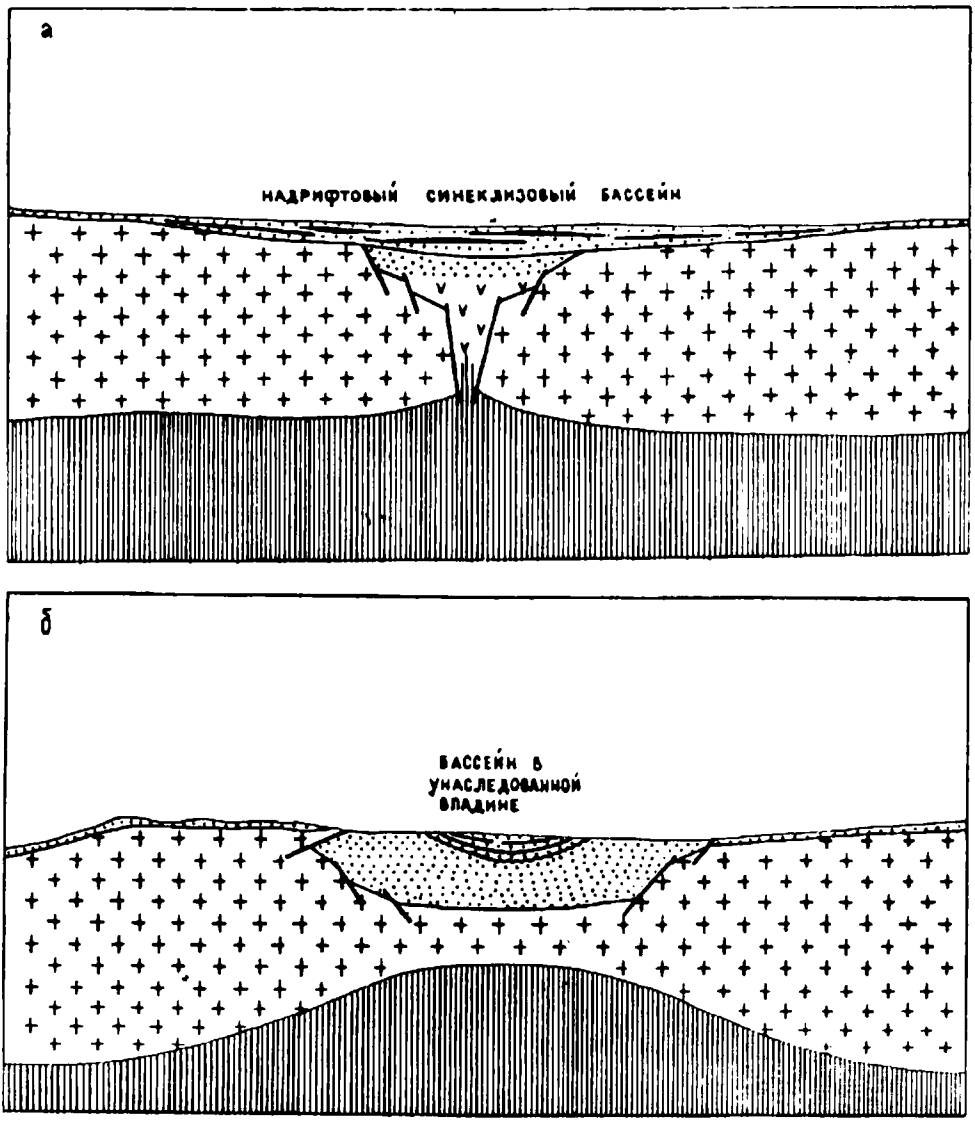


Рис. III.2. Типовые геодинамические обстановки формирования эпейрогенных углематеринских осадочных бассейнов.

Усл. обозначения — см. рис. III.1.

тами и авлакогенами (рис. III.2, *а*). Причиной их образования, видимо, является уплотнение и изостатическое выравнивание охлаждающегося глубинного вещества литосферы, ранее возбужденного рифтовым процессом. Стадия синеклизообразования в той или иной форме отмечается для подавляющего большинства древних рифтовых зон. Однако отсутствие раздвиговой компоненты и значительный временной отрыв тектонического процесса не позволяют считать такие депрессии рифтогенными бассейнами в понимании нашей геодинамической классификации.

Поскольку тепловая инициация литосферы во время рифтового этапа выходила далеко за пределы сравнительно узких рифтовых зон, в последующее погружение эпейрогенного характера втягивалась обширная область с близкой к изометрической конфигурацией. Часть синеклизовых бассейнов формировалась над крупными авлакогенами — вдававшимися в тело платформ слепыми ответвлениями трехлучевых систем. Из двух лучей в это время могло формироваться спрединговое океаническое пространство, окаймленное со стороны платформы пассивноокраинным бассейном. Надавлакогеновые бассейны обычно занимают краевое положение на платформе: Камский — над Камско-Бельским рифейским авлакогеном, Вилюйский — над девонским Вилюйским авлакогеном. Другая часть синеклизовых бассейнов была сформирована над сложными системами пересекающихся рифтов и авлакогенов. Такая ортогональная сеть выявлена под палеозойско-триасовым чехлом Тунгусского бассейна, а еще более сложная развита в фундаменте Подмосковного [225].

От заложения рифтовых систем, инициировавших развитие позднепалеозойских синеклизовых угленосных бассейнов, до начала формирования депрессий прошло около 300 млн лет. Девонский рифтовый процесс инициировал синеклизообразование через 200, а триасовый — через 100 млн лет. Эти временны́е интервалы с кратностью 3 : 2 : 1 можно проследить на всех древних платформах Земли. Представляется, что причиной вре́менного сближения двух геодинамических процессов в фанерозойской истории могла служить эволюция общего теплового состояния мантии и литосферы в различные геологические эпохи. По мере их остывания контрастность термоплотностного состояния вовлекаемых в рифтогенез и смежных участков коры при равной плотности теплового потока должна быть более ощутимой, но и релаксация наступала быстрее и имела к тому же поверхностное выражение. Кроме того, нельзя исключить, конечно, и возможное различие в интенсивности теплового возбуждения литосферы на рифтовом этапе.

Несмотря на все эти детали, надрифтовые эпейрогенные бассейны различаются лишь размерами, общей конфигурацией границ и некоторыми особенностями внутреннего строения. Все они характеризуются сравнительно малыми мощностями вмещающих отложений, низкими тепловыми палеопотоками (25—40 мВт/м^2) и соответственно незначительным сингенетическим изменением углей и пород. Метаморфизм угольного вещества редко достигает в них длиннопламенной стадии, обычно останавливаясь на буроугольной. Слабо выражены также эпигенетические процессы складчатости и денудации, и то, как правило, только в периферических частях бассейнов.

Однако при восстановлении в регионе режима растяжения синеклизовые эпейрогенные бассейны могли подвергаться интенсивной вулканоплутонической проработке с образованием дайковых, силловых и покровных базитовых комплексов. Так, в Тунгусском бассейне пермо-триасовый магматизм резко повысил значения теплового потока, доведя метаморфизм углей северо-западных районов до средних и высоких стадий геотермального ряда, а также привел их к множественным контактовым изменениям.

Важным фактором контроля угленосности и зональности проявления эпигенетических изменений служила кон- и постседиментационная подвижность горсто-грабенных структур фундамента таких бассейнов. Однако в Кемпендяйском районе Вилюйского палеобассейна основным дислоцирующим фактором явился солянокупольный диапиризм.

Современными аналогами древних углематеринских бассейнов в надрифтовых синеклизах являются крупнейшие Западно-Сибирский и Канадский торфяные бассейны.

Бассейны в унаследованных впадинах складчатых областей. Такие бассейны развивались над древними осадочными комплексами, входящими в структурный каркас аккреционно-складчатых областей, и отделены от предшествовавшего им бассейна поверхностями структурного и значительного стратиграфического несогласия (см. рис. III.2, *б*). Их геодинамическая природа, судя по многим признакам, близка к надрифтовым бассейнам синеклиз, а большинство различий этих двух типов угленосных палеобассейнов можно объяснить различиями структур основания. Так, юрская Шубаркольская впадина пространственно и генетически связана с поперечным рифтом девонского красвого вулканогенного пояса Центрального Казахстана и с развившимся над ним терригенным бассейном карбона. В других случаях такую связь выявить сложно, и причиной повторного унаследованного прогибания поверхности древнего осадочного бассейна могло служить уплотнение подстилающих отложений или влияние синхронного тектогенеза на ближайшей конвергентной границе континентальной плиты.

Мезозойские, очень часто юрские, бассейны рассматриваемого типа наследуют орогенные, в том числе угленосные, бассейны западной и центральной частей Урало-Монгольского складчатого пояса: Печорский, Карагандинский, Кузнецкий и другие палеозойские бассейны. Кайнозойские унаследованные бассейны широко распространены в его восточном сегменте, где развиты на площадях, занятых осадочными комплексами мезозойского возраста.

В целом унаследованные бассейны складчатых областей не имеют следов значительных раздвиговых деформаций, хотя иногда ограничены периферическими сбросовыми нарушениями. По сравнению с надрифтовыми синеклизами древних платформ в них несколько повышен тепловой поток. При мощности отложений до первых сотен метров угли в таких бассейнах могут быть представлены длиннопламенными разностями (Шубарколь), а при больших ее значениях даже жирными и коксовыми (Улуг-Хем). Однако чаще всего комплексами выполнения служат буроугольные толщи (юра Кузбасса, Нижнеалданский бассейн неогена и т. д.). Характерно небольшое число угольных пластов повышенной мощности, в том числе очень мощных, тяготеющих, как правило, к средней части разреза. Такие пласты прослеживаются по всей площади депрессии.

Данный тип бассейнов приближается к бассейнам молодых подвижных платформ в традиционных угольных тектонических классификациях. Его современными аналогами в какой-то мере могут служить крупные заторфованные изометрические депрессии на поверхности олигоценовых молассовых прогибов низкогорного пояса Альп, на границе Франции и Швейцарии.

III.1.1.6. РИФТОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

К этой классификационной группе отнесены угленосные бассейны, формировавшиеся во внутриматериковых рифтовых зонах и на рифтогенных пассивных окраинах континентов. Геодинамические обстановки угленосной седиментации, соответствующие рифтогенному режиму, рассматриваются как маркирующие дивергентные границы плит, отмиравшие на разных стадиях развития. Несмотря на удобство такого подхода, позволяющего

увязать сложный комплекс термических, магматических, структурообразующих и седиментационных явлений, включаемых в понятие рифтогенеза, с известным вильсоновским циклом раскрытия и закрытия океанов, он все же несколько условен. Во-первых, рифтоподобные структуры с угленосной седиментацией возникали и вдоль трансформных границ континентальных плит, а во-вторых, активный тектогенез во внутриконтинентальных областях далеко не всегда является предвестником последующего раздвига плит литосферы [280].

С учетом главных генетических различий и реальных возможностей диагностики среди бассейнов рифтогенной группы предлагается различать четыре основных геодинамических типа (табл. III.1). Два из них соответствуют внутриматериковым стадиям рифтогенеза, а два других связаны уже с полным разрывом сплошности континентальной коры и раскрытием соседствующего с ее расходящимися частями океанического пространства. Внутриматериковые рифтогенные угленосные бассейны подразделяются по их генетической связи либо с развитием рассеянного (ареального) рифтинга, отвечающего рассредоточенному на площади растяжению земной коры, либо с развитием линейных рифтовых зон, где эти растягивающие напряжения сконцентрированы на закладывающейся дивергентной границе континентальных плит.

Бассейны в грабенах областей ареального (рассеянного) рифтогенеза. Угленосные отложения выполняют небольшие по размерам, многочисленные субпараллельные грабены и полуграбены, достаточно равномерно рассредоточенные на обширной изометрической или эллипсовидной площади (рис. III.3, *а*). Рифтогенезу такого типа может предшествовать сводообразование, развивавшееся в результате изостатического подъема разуплотненной литосферы над восходящим потоком астеносферного вещества. В некоторых случаях рассеянный рифтогенез происходил без предварительного сводообразования и может рассматриваться как реакция континентальной коры на возникавшее региональное поле горизонтального растяжения.

Мощность угленосных отложений в грабенах обычно не превышает нескольких сотен метров. Сопутствующий щелочной вулканизм проявлен слабо или полностью отсутствует. Невелики и значения тепловых потоков, лишь немного превышающие фоновые и обусловливающие низкие стадии метаморфизма угольного вещества. Так, в перекрытых эпейрогенным осадочным бассейном триас-среднеюрских грабенах Западной Сибири метаморфизм углей выше, чем в открытых синхронных и сингенетичных грабенах Восточного Урала. При смене полей растяжения региональным сжатием бассейны в грабенах рассеянного типа испытывают, как правило, лишь незначительные прибортовые дислокации. Слабо проявленный в их пределах магматизм не приводит к существенным эпигенетическим изменениям угленосных отложений.

Современным аналогом подобного типа бассейнов могут служить многочисленные торфоносные Северной Греции, в частности известное месторождение Филиппи. Здесь в асимметричной грабенной структуре с конца неогена продолжает накапливаться толща переслаивания фитотерригенных осадков. В 250-метровом разрезе присутствуют пласты лигнитов, перемежающиеся озерными глинисто-брекчиевыми слоями (верхи плиоцена), а затем нормальных торфов с теми же терригенными пропластками. Мощности лигнитовых (буроугольных) пластов составляют первые метры, а кровлю разреза венчает 40-метровый пласт низинного малозольного торфа.

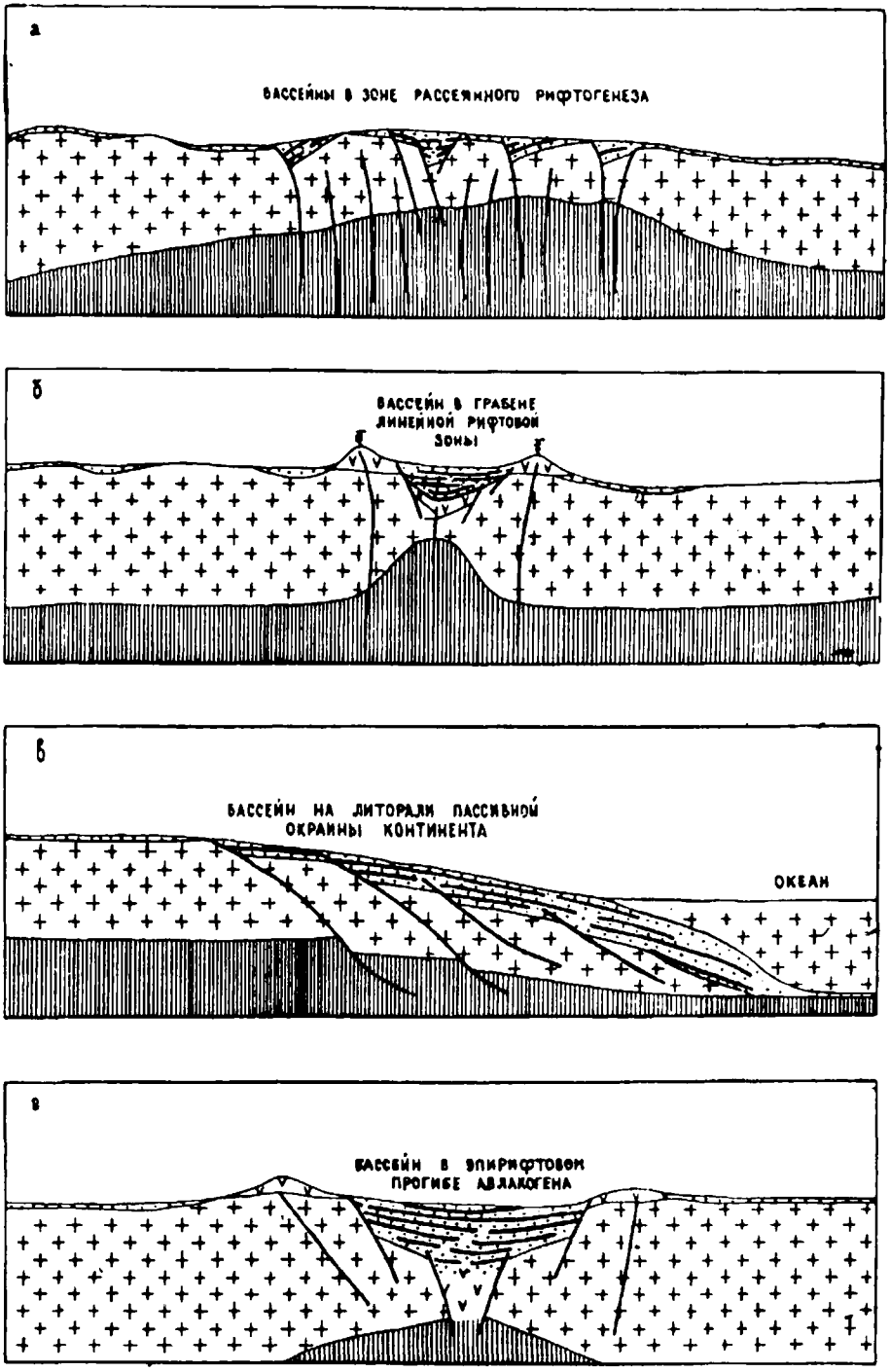


Рис. III.3. Типовые геодинамические обстановки формирования рифтогенных углематеринских осадочных бассейнов.

Усл. обозначения — см. рис. III.1.

Месторождение Филиппи является редким случаем, когда в непрерывном разрезе удастся наблюдать постепенный переход торфоносных отложений в угленосные по мере погружения в единый для них осадочный бассейн с идентичным фациальным составом вмещающих пород. Ранее в тектоногенетических классификациях угленосные бассейны рассеянного грабенного типа относились к дейтероорогенным, активизационным, параплатформенным группам.

Близкие по типу развития угленосные бассейны в позднем мезозое были сформированы на южной окраине Алданского щита и примыкающей к ней зоне протерозойской складчатой области (Гусиноозерское, Апсатское, Букачачинское месторождения). Эти бассейны мы относим к орогенной группе, а кайнозойские угленосные комплексы Прибайкалья — с полным правом к бассейнам ареального (рассеянного) рифтогенеза.

Бассейны в линейных трансконтинентальных рифтовых зонах. По многим признакам внутреннего строения бассейны этого типа близки к предыдущему типу, но имеют более крупные масштабы (рис. III.3, *б*). Все сопутствующие образованию бассейнов данного типа геодинамические процессы как бы обострены, а их последствия более очевидны. Ширина отдельных седиментационных ванн достигает нескольких десятков, а сами линейные зоны протягиваются на многие сотни и даже первые тысячи километров. Характерной чертой таких бассейнов являются отчетливо выраженные плечевые поднятия, высота которых над рифтовой долиной на время седиментации могла составлять до 1000 м и более. К ним в зонах оперяющих разломов, как правило, был приурочен интенсивный щелочной вулканизм.

Разломы, ориентированные вдоль осей грабенов, имеют большие, чем у поперечных, амплитуды смещения. Вдоль продольных нарушений происходило опускание и запрокидывание блоков с образованием характерной ступенчатой структуры. Очень часто такие бассейны разделены продольными горстами на две параллельные ветви и более. В зоне, расположенной между бортами рифта, заметно утонение «гранитного» слоя. Раздвиговые полости на глубине заполнены основной магмой и продуктами ее дифференциации в близповерхностных вулканических очагах. Высокая плотность теплового потока (200 мВт/м^2) в современных аналогах описываемых бассейнов обеспечивала значительный, до средней стадии, метаморфизм угольного вещества.

Характерными примерами угленосных бассейнов этого геодинамического типа являются альб-сеноманские («среднемеловые») Индигиро-Охотской рифтовой зоны Верхояно-Колымья и эоцен-миоценовые Момской рифтовой зоны того же региона, кайнозойские Ронско-Лиманской, Рейнской и Северо-Чешской рифтовых зон Западной и Центральной Европы. Современным аналогом такого типа накопления углематеринских толщ могут служить заболоченные озера и долины Восточно-Африканской рифтовой системы.

В традиционных классификациях угленосные бассейны линейных рифтовых зон относились к типу впадин на молодых платформах или к формациям зон активизации древних платформ. Если внутриконтинентальный рифт, развивавшийся до этого в обстановке ограниченного растяжения, продолжал свое развитие, то в его осевой зоне начиналось новообразование коры океанического типа. Море, которое до этого момента проникало в рифтовый прогиб только эпизодически, захватывало его окон-

чательно. Далее глубина бассейна непрерывно возрастала до тех пор, пока не достигала нормальных океанических глубин [42].

На месте осевой зоны материкового рифта развивался срединно-океанический хребет, в котором наращивались края раздвигавшихся литосферных плит, а грабенные континентальные бассейны включались в структуры основания формировавшихся рифтогенных пассивных окраин. С этой, океанической, стадией рифтинга связано образование двух весьма важных в промышленном отношении геодинамических типов угленосных бассейнов. Хотя генетически они очень близки, несходство их пространственной ориентации, общей конфигурации и зональности строения позволяет различать бассейны на литоралях пассивных окраин континентов и в эпирифтовых прогибах авлакогенов. Оба типа бассейнов развивались на уже сильно деструктированной континентальной коре и их глубина погружения достигала наибольших значений.

Бассейны на литоралях пассивных окраин континентов. Приурочены к достаточно широким и весьма протяженным депрессионным областям на шельфовых плато, занимающих промежуточное положение между сушей и океаном. Как правило, наиболее отчетливо литоральные бассейны выражены на открытых пассивных окраинах атлантического типа, но могут развиваться и на побережьях задуговых морей (рис. III.3, *в*).

Отодвинутая от служащей термическим источником спрединговой оси краевая часть бывшей внутриконтинентальной рифтовой зоны теряла активность и постепенно охлаждалась. К погружению, обусловленному утонением коры на собственно рифтовом этапе развития зоны, добавлялся фактор термоплотностной контракции. В опускание вовлекалась уже более обширная область, а его масштабы резко увеличивались. При наличии крупной питающей провинции формировался гигантский седиментационный бассейн, масса осадков которого еще больше увеличивала нагрузку основания на пластические слои в мантии и создавала дополнительное пространство для концентрации терригенного материала. Бóльшая его часть подводными дельтами транспортировалась за пределы шельфа, где на континентальном склоне и у подножия происходил рост огромных конусов выноса наподобие современного Бенгальского. Однако часть терригенного материала разгружалась еще в пределах верхнего фена, где создавались идеальные тектоно-седиментационные условия для накопления углематеринской паралической толщи.

Мощность и мористость отложений в бассейнах этого типа постепенно увеличиваются в сторону, противоположную материковой области сноса. В теле зонально построенной толщи континентальные фации по латерали сменяются паралическими и далее морскими. Эвстатические колебания и специфика режима погружения обычно приводили к неоднократным ингрессиям морских вод на литораль и, напротив, к продвижению литоральных фаций в сторону моря. Накапливалась мощная циклическая угленосная толща типичного «геосинклинального облика», как она трактовалась в традиционных тектоногенетических классификациях. Все еще теплая рифтовая подушка обеспечивала нормальную плотность теплового потока 45—60 мВт/м^2, равномерно возрастающую от материка к океану.

Как правило, обязательное вовлечение бывшей пассивной окраины континента в столкновение с другой континентальной массой приводило к тому, что подавляющее большинство угленосных бассейнов этого типа испытывало столь же зонально развивавшуюся складчатость: от полной линейной в зоне коллизии до слабовыраженной в их приплатформенной

части. Последние обычно перекрывались осадками орогенных бассейнов краевых прогибов, которые при традиционном подходе не отличались от пассивноокраинных и вместе с ними рассматривались в пределах единого классификационного типа геосинклинальных угленосных бассейнов.

К бассейнам литоралей открытых пассивных окраин континентов можно отнести карбоновый Кизеловский, пермо-карбоновые Таймырский и Западно-Верхоянский, на севере угленосного мезокайнозойского чехла Западной Сибири, юрский Южно-Гиссарский, верхнемеловой — кайнозойский Пенжино-Анадырский. Близкой геодинамической природой обладает карбоновый Львовско-Волынский бассейн. Из современных аналогов можно указать на крупнейшие Флоридско-Приантлантический и Североморский торфоносные бассейны.

Бассейны в эпирифтовых прогибах авлакогенов. Этот тип угленосных бассейнов является достаточно редким и связан с особенностями развития «слепой» ветви трехлучевой рифтовой системы (рис. III.3, *г*). Классическим примером является Донецкий бассейн, выполняющий юго-восточный сегмент Днепрово-Донецкой рифтогенной структуры. На Сибирской платформе его аналог — погребенный под эпейрогенным чехлом пермо-карбоновый комплекс Вилюйского авлакогена. Днепрово-Донецкий авлакоген глубоко вдается в тело Восточно-Европейской платформы со стороны Средиземноморского складчатого пояса, под острым углом к простиранию его границы с платформой. Он протягивается в запад-северо-западном направлении на 1500 при ширине 80—150 км и затухает в бассейне р. Припять в Южной Белоруссии. С юга структуры авлакогена ограничены Украинским щитом, а с севера — Воронежской и Белорусской антеклизами. По особенностям структуры и истории развития в Днепрово-Донецком авлакогене выделяют три поперечных сегмента: западный Припятский грабен, центральный Днепровский грабен, погребенный под отложениями Украинской надрифтовой синеклизы, и Донецкую складчатую зону. Последняя и представляет собой инверсировавший впоследствии Донецкий угленосный авлакогеновый бассейн.

Следует обратить внимание на различия в природе эпирифтовых и надрифтовых прогибов. Заложение первых вызывалось деструкцией сиалической коры в условиях ее горизонтального растяжения, изостатическим опусканием «базифицированного» блока и литостатической нагрузкой накапливавшихся осадков. Уплотнение литосферы в процессе охлаждения играло подчиненную роль. Эпейрогенные надрифтовые прогибы, напротив, формировались главным образом за счет термоплотностной контракции ранее разогретой литосферы при выравнивании температурного режима соседствующих ее блоков. Эпирифтовые прогибы уже и глубже надрифтовых депрессий, в них есть явные признаки конседиментационного расширения прогиба, значительно более интенсивны и контрастны тепловые потоки.

Формирование Днепрово-Донецкого авлакогена началось в живетском веке и продолжалось до ранней перми, т. е. охватило временной интервал существования предгерцинской пассивной окраины на юге Евразии. Близкий к океаническому тип коры в основании слепого Днепрово-Донецкого луча подчеркивается характерным сочетанием толеито-базальтового эффузивного и ультрамафит-габброидного жильного комплексов среднего—верхнего девона в зоне южного краевого разлома и на выступах поперечных поднятий Брагинско-Лосевской седловины. Вместе с ними развивались синхронные комплексы континентальных рифтов — контрастные базальт-липаритовые и щелочно-базальтовые серии.

Девонские осадочно-вулканогенные образования, выступающие на южном борту авлакогена, разбиты нормальными сбросами позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. Мощность их в Донецком сегменте авлакогена достигает первых тысяч метров. Вышележащая терригенная угленосная толща карбона вместе с перекрывающими ее уже аридными карбонатными и галогенными комплексами нижней перми имеет мощность до 15—18 тыс. м. К северо-западу эта мощность скачкообразно сокращается до 3—4 тыс. м в Припятском районе.

В середине перми в связи с герцинской орогенией блок Украинского щита был придвинут к основному телу платформы, что привело к складчатости авлакогенового комплекса в его Донецкой части. В Днепровском сегменте, почти не затронутом герцинской орогенией, в мезозое и кайнозое происходило развитие типичного эпейрогенного надрифтового прогиба — Украинской синеклизы. В Припятском сегменте надрифтовая синеклиза почти не выражена.

Характерно, что для разных сегментов авлакогеновой зоны, прошедших различную историю развития, отличными друг от друга оказались и процессы надрифтового эпейрогенного бассейнообразования. Относительно слабоинициированный Припятский сегмент быстро «остыл», и прогибание над ним в мезозое почти не выразилось. Не дал крупного эпейрогенного бассейна и Донецкий сегмент, как бы выведенный из изостатического цикла герцинской орогенией. В то же время Днепровский грабен, в котором процессы рифтогенеза лишь немногим уступали таковым в Донецкой зоне, а герцинская складчатость не проявилась, в мезозое—кайнозое был превращен в широкий надрифтовый прогиб Украинской синеклизы.

Аналогичная Днепровскому сегменту тектоно-седиментационная ситуация повторилась в Вилюйском авлакогене, где под юрско-меловым синеклизовым чехлом захоронена 4000-метровая угленосная толща пермо-карбона. Эта толща по латерали переходит в синхронный пассивно-окраинный угленосный комплекс Верхоянья. Ныне фрагменты этого комплекса выведены на поверхность в Западно-Верхоянском угленосном бассейне, а эпирифтовый бассейн самой Вилюйской зоны вскрыт глубокими скважинами нефтегазового бурения.

Современными аналогами эпирифтовых авлакогеновых угленосных бассейнов являются торфоносные прогибы систем рек Бенуэ—Нигер на Африканской и р. Параны на Южно-Американской платформах. Заложение этих структур произошло в середине мелового периода, одновременно с раскрытием Атлантики и началом формирования пассивных окраин указанных континентов.

III.1.1.7. ДИАГНОСТИКА УГЛЕНОСНЫХ БАССЕЙНОВ РАЗНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ТИПОВ

Если классификация бассейнов предполагала выделение некоторого ограниченного числа типов, соответствующих геодинамическим обстановкам углеобразования, то диагностика обстановок сводится к решению обратной задачи: отнесению данного бассейна к одному из ранее выделенных типов. Вопросы определения типа угленосного бассейна на основе тектоногенетических классификаций очень детально изучены угольной геологией, использующей в этих целях широкий комплекс исследований в области литологии, геотектоники, палеонтологии, геохимии, геофизики, углепетрографии и углехимии. В настоящее время эти исследования унифицированы и тесно увязаны друг с другом единой методикой формационного

анализа угленосных толщ. Она базируется на хорошо обоснованном фактическим материалом положении о генетической связи и взаимообусловленности основных признаков угленосных формаций [223]. Поэтому существенная часть сведений, необходимых для правильной диагностики геодинамических обстановок углеобразования, может быть получена на основе указанного анализа конкретной угленосной толщи.

Получаемые данные обязательно должны быть увязаны с результатами изучения ситуационной группы признаков, а также скорректированы с учетом геодинамических представлений о процессах накопления и преобразования угленосных отложений. В связи с этим меняется и последовательность оценки значений диагностических признаков, которая начинается с определения общей геоструктурной позиции угленосной формации, затем варьирует в зависимости от информативности тех или иных параметров для разных групп геодинамических типов изучаемых объектов.

Угленосный бассейн может быть расположен на платформе, в горно-складчатой области или занимать промежуточное, форландовое, положение. По условиям предварительной классификации выделено десять геодинамических типов палеобассейнов, а также образуются три поисковые группы следующего состава. Положение угленосной толщи на платформе ограничивает группу поиска типами бассейнов надрифтовых и тыловых прогибов, трансконтинентальных рифтовых зон, авлакогенов и областей рассеянного рифтогенеза. Форландовые толщи могут принадлежать тыловым прогибам зон субдукции, краевым коллизионным прогибам и бассейнам пассивных окраин континентов. Наконец, в горно-складчатых областях могут быть установлены бассейны внутренних прогибов зон субдукции, наложенных и остаточных внутриколлизионных впадин, бывших пассивных окраин континентов, внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов, а также унаследованных впадин.

Диагностику платформенной группы лучше осуществлять по оценке мощности угленосных отложений, площади их распространения и степени ее изометричности. Широкие, уплощенные изометричные линзы угленосных осадков с небольшой, по сравнению с площадью распространения, мощностью характерны для депрессий надрифтового генезиса. Их признаками также служат практически полное отсутствие эпигенетической складчатости, низкие (Б—Д) стадии геотермального метаморфизма углей и равнинный характер ландшафтно-геоморфологической обстановки угленосной седиментации.

Трансконтинентальные рифты, тыловые прогибы и авлакогены от впадин рассеянного рифтогенеза отличаются залеганием в единой структуре. Первые, кроме того, характеризуются широким диапазоном геотермального метаморфизма углей, часто значительной мощностью, иногда интенсивной эпигенетической складчатостью. Авлакогены, в отличие от трансконтинентальных рифтов, всегда одним из торцевых концов примыкают к складчатой области или открываются в сторону пассивной окраины континентов.

Угленосные формации надрифтовых депрессий платформ маркируют внутриконтинентальные обстановки относительно стабильного эпейрогенического режима за пределами зон, подверженных процессам орогенного или рифтогенного тектогенеза; формации областей рассеянного рифтогенеза — внутриконтинентальные обстановки растяжения, часто генетически связанные со сводообразованием; формации трансконтинентальных

рифтов и авлакогенов — обстановки ранних стадий деструкции континентальной коры на несостоявшихся дивергентных границах литосферных плит.

Для диагностики бассейнов форландов складчатых областей важное значение имеет зональность эпигенетической складчатости и геотермального метаморфизма углей, варьирующая в самых широких пределах и имеющая отчетливую асимметрию в формациях предорогенных краевых прогибов. Тыловодужные и пассивноокраинные формации различаются по соотношению возрастов угленосных отложений и смежных с ними в нынешних ситуациях вулкано-плутонических дуг. Тыловодужные формации близки по возрасту к магматическим комплексам, а формации, накопленные на пассивных окраинах континентов и вовлеченные в состав форландов лишь в эпоху коллизии, всегда существенно древнее причлененных к ним магматических комплексов. Различны у них и ландшафтно-геоморфологические обстановки седиментации: у первых — межгорная и предгорная, а у вторых — равнинная. Кроме того, формациям предорогенных прогибов присущи незначительный сингенетический магматизм и фациальная невыдержанность отложений.

Угленосные формации форландовых бассейнов, как правило, подвергались эпигенетической складчатости при коллизии континентов. Поэтому, хотя все они в генетическом отношении служат реперами различных геодинамических обстановок, время их складчатости маркирует обстановку континентальной коллизии.

Наиболее сложна диагностика геодинамических типов угленосных бассейнов складчатых областей. Здесь предпочтительно определить соотношение возраста коллизионной складчатости (времени завершения орогении) и типизируемых угленосных отложений. Более древними оказываются пассивноокраинные угленосные бассейны; древнее, но с меньшим возрастным разрывом, — бассейны тыловых и внутренних прогибов зон субдукции. Соответствуют возрасту складчатости бассейны остаточных и наложенных внутриколлизионных впадин. Моложе бассейны в грабенах линейных и ареальных зон рифтогенеза, еще моложе бассейны в унаследованных впадинах.

Бассейны остаточных впадин от бассейнов впадин наложенного характера отличаются обязательным присутствием в основании угленосного комплекса первых мощных толщ глубоководного флиша. Для того чтобы уверенно типизировать бассейны посторогенной природы, необходимо рассмотреть особенности их площадного распространения, форму структур выполнения и другие индикативные признаки.

Перечисленные приемы, специфичные для различных по геоструктурной приуроченности угленосных толщ, при определенном уровне знаний о признаках их внутреннего строения и геологической ситуации позволяют выделить все десять геодинамических типов угленосных бассейнов, что дает возможность реконструировать геодинамические обстановки углеобразования. Различия в характере угленосности и в качестве углей разнотипных формаций позволяют решать задачи минерагенического прогноза угольного сырья, детализации внутреннего строения крупных полиформационных угольных бассейнов и угленосных провинций. Все эти данные могут быть использованы для разработки региональных палеогеодинамических схем и воссоздания истории развития конкретных сложно построенных районов.

III.1.2. Особенности накопления и преобразования угольного вещества в осадочных бассейнах

III.1.2.1. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И ТИПЫ ПРЕВРАЩЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Процессы гумификации растительного материала в седиментогенезе с последующей углефикацией их в литогенезе широко распространены в осадочных бассейнах: начиная с появления первых биосфер и до наших дней. Древняя, как и современная, жизнь охватывала самые различные ландшафтные и климатические зоны. Несмотря на особенности условий накопления органического вещества (ОВ) неодинаковой степени концентрации, на уровне элементарных составляющих угольного вещества — микрокомпонентов — можно говорить об определенном единстве типов разложения и превращения исходного растительного материала. Причинами такого единства, вероятно, являются, во-первых, довольно ограниченный «набор» органических соединений, участвующих в торфообразовании (лигнин, целлюлоза, гемицеллюлоза, в меньшей степени белки, смолы, воски и пр.); во-вторых, сходство условий микросреды, необходимой для сохранения отмирающей растительной массы.

В процессе разложения лигнино-целлюлозные ткани в соответствии с принятыми в углепетрографии представлениями подвергаются различным типам превращения: гелификации или витренизации, фюзенизации полной или частичной, а также гелификации с последующей фюзенизацией. Несмотря на то что результаты этих типов превращения хорошо изучены, сами процессы и факторы, их обусловившие, до сих пор остаются не вполне ясными.

Особенно дискуссионным является вопрос о генезисе фюзенизированных компонентов. По этому поводу существует обширная литература, где высказывается ряд гипотез, из которых наиболее распространены теория пожарного происхождения фюзена и гипотеза особого биохимического преобразования лигнино-целлюлозных тканей в субаэробной среде.

Процессы гелификации растительного материала связаны с более обводненной обстановкой накопления ОВ, протекают в анаэробных условиях и ведут к превращению органических остатков в гелеобразную массу. Наблюдаемая в современных болотах и водоемах гумификация завершается в общем остудневанием лигнино-целлюлозного материала или гелификацией. Гелификация, как и гумификация, воздействует неодинаково на разные типы растительных тканей и может быть приостановлена в любой момент вследствие перехода их в погребенное минеральной кровлей состояние. Поэтому в группе гелифицированных, как и фюзенизированных, компонентов наблюдаются все структурные разновидности: от однородных, совершенно остудневших и перешедших в гель до более или менее хорошо сохранивших первоначальное анатомическое строение исходных растительных тканей.

С гелифицированными и фюзенизированными мацералами, представляющими собой продукты превращения высших растений, как отмечалось, генетически тесно связаны и так называемые стойкие элементы: споры, пыльца, кутикула, смоляные зерна, пробка, содержащие особо устойчивые к разложению вещества — спорополленин, кутин, суберин, смолы и воски. В небольших количествах в углях и в рассеянном ОВ пород они могут встречаться в естественном сочетании с соответствующими растительными

остатками: листовой паренхимой, органами спороношения, коркой и смолосодержащими древесинами.

При сапропелеобразовании происходит остудневание, ослизнение остатков низших растений — водорослей — и превращение их в бесструктурное студнеобразное вещество с примесью стойких частей высших растений (спор, пыльцы), гелифицированных остатков листьев, мелких веточек, корешков и т. п. Процесс идет в водной анаэробной среде в озерных, лагунных или морских условиях. Образующиеся в результате разложения органические кислоты называют также гумусовыми или выделяют в группу сапропелевых. В бесструктурной сапропелевой массе могут содержаться в большей или меньшей степени и продукты полного остудневания лигнино-целлюлозного материала высших водных или наземных растений, а также некоторая примесь зоогенных остатков.

Сравнительно часто остатки животных организмов встречаются в некоторых типах горючих сланцев. Они представлены граптолитами, покровными элементами трилобитов и тентакулитов. Основная же часть керогена горючих сланцев сложена продуктами превращения фитопланктона — одноклеточных колониальных водорослей. Сапропель, или гнилостный ил, по сравнению с гумусом обогащен водородом и летучими веществами и вследствие этого по сравнению с торфом характеризуется большим выходом битумоидов.

Неодинаковое превращение растительного материала гумусовой и сапропелевой природы в разных фациальных условиях приводит к тому многообразию микрокомпонентного состава угольного вещества осадочных толщ, которое наблюдается как в рассеянных, так и в концентрированных его формах.

III.1.2.2. ТИПЫ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ И В ПРОСТРАНСТВЕ

Для территории России и прилегающих стран ранее разработана типизация угольных пластов по вещественно-петрографическому составу с учетом их строения и мощности [263]. Было выделено семь типов: I — гелитолитовые; II — гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита; III — гелитолито-фюзенолитовые; IV — фюзенолитовые; V — микстогумолитовые; VI — гелитолито-липоидолитовые; VII — гумито-сапропелитовые. По строению они разделяются на простые ($K_з$* = 0÷5 %), сложные ($K_з$ = 5÷20 %) и очень сложные ($K_з$>20 %). По мощности различают тонкие (0,5—1,5 м), средние (1,5—3,0 м), мощные (3—10 м), весьма мощные (10—50 м) и сверхмощные (более 50 м).

Развитие основных типов пластов в угленосных бассейнах, с одной стороны, связано с эволюцией во времени растительного мира, а с другой — с конкретными геологическими, палеогеографическими и геодинамическими обстановками в разных районах [251].

Появление первых промышленных залежей на территории России, сложенных своеобразными кутикуловыми углями, было обусловлено в среднем девоне массовым выходом растений (псилофитов) на сушу. Основное углеобразование происходило в прибрежных мелководных зонах морских водоемов. В средне-позднекарбоновую эпоху состав угольных пла-

* $K_з$ — коэффициент загрязненности, по Л. И. Сарбеевой.

ТАБЛИЦА III.2

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ УГЛЕЙ ОСНОВНЫХ ТИПОВ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ [55]

Типы и группы пластов	Палеозой	Мезозой
I. Гелитолитовые	Характерны полосчатые макро- и микроструктуры. Среди гелифицированных компонентов преобладают слабоструктурные остатки и десмито-витринит	Часты линзовидно-полосчатые и штриховатые структуры. Среди гелифицированных компонентов распространены структурные остатки (паренхима, пробка, древесина). Десмито-витринит имеет ограниченное значение
II. Гелитолитовые с повышенным содержанием фюзинита	Преобладают полосчатые структуры. В значительном количестве отмечаются фюзинит, семифюзинит и микринит	Штриховатые, реже линзовидно-полосчатые структуры. Присутствуют структурные фрагменты фюзинита и семифюзинита, иногда заметная примесь липтинита
III—IV. Гелитолито-фюзенолитовые и фюзенолитовые	Полосчатые и штриховатые структуры, большую роль играют фюзинизированные компоненты, микринит	Чаще штриховатые, иногда линзовидно-полосчатые структуры. Присутствуют крупные четко структурные фюзинит, семифюзинит и их аттриты
V. Микстогумолитовые	Наблюдаются штриховатые и полосчатые структуры. Характерно присутствие микринита, остатков макро- и микроспор, иногда водорослей	Структуры линзовидно-полосчатые и штриховатые. Большую роль играют структурные гелифицированные и фюзинизированные остатки тканей, микроспоры, смола, кутикула
VI. Гелитолито-липоидолитовые	Преобладают штриховатые и тонкополосчатые структуры. Сильное остудневание исходного материала и большое содержание в углях кутикулы (псилофитов)	Структуры штриховатые, иногда полосчатые. Среди липтинита преобладают включения смолы, гелифицированные остатки большей частью структурные
VII. Сапропелито-гумитовые и гумито-сапропелитовые	Сапропелито-гумиты и гумито-сапропелиты, чаще залегают среди углей с повышенным содержанием фюзинита и липтинита (среди микстогумолитов)	Сапропелито-гумиты, гумито-сапропелиты и сапропелиты образуют самостоятельные пласты или залегают среди гелитолитов с незначительным количеством фюзинита и липтинита

стов изменяется и в связи с зональностью палеофлористических областей обнаруживает различия в Северном и Южном полушариях, сохраняющиеся и в перми. В Северном полушарии установлены две основные зоны. Первая приурочена к Евро-Американской флористической провинции и охватывает крупнейшие угольные бассейны Западной Европы и европейской части России (Донбасс), а также восточного побережья Северной Америки (район Аппалачей). Эти бассейны входили в обширный угленосный пояс, располагавшийся в пределах единого континента (плиты), раскол которого

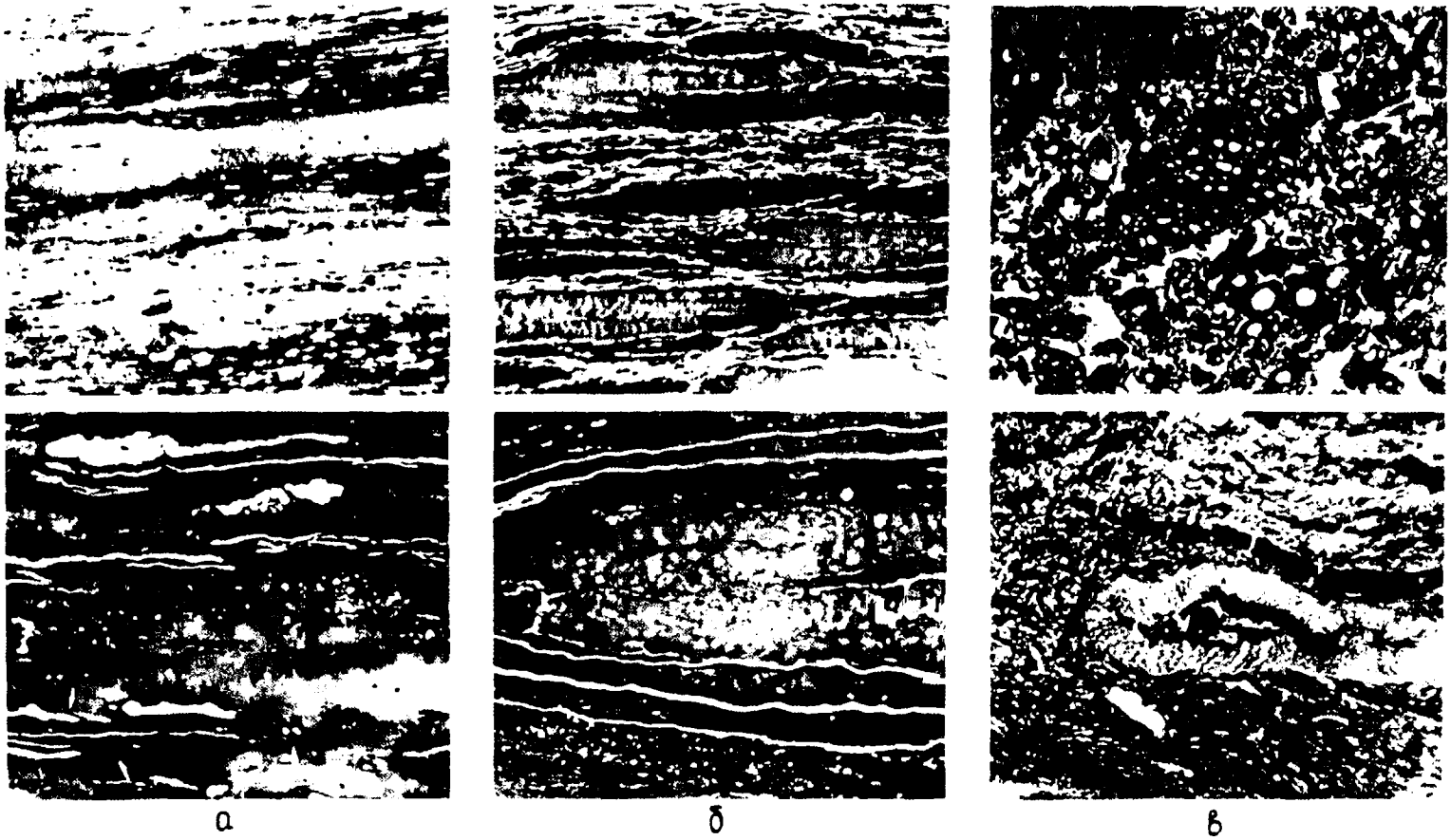


Рис. III.4. Микроструктура углей разного возраста.

Угли: а — карбоновые, с бесструктурным витринитом, небольшим количеством фюзинита и споринитом (Донецкий и Минусинский бассейны); *б* — юрские, с высоким содержанием структурного витринита и кутинитом (Канско-Ачинский бассейн); *в* — палеогеновые бурые землистые, с аттрито-витринитом и спорами грибов (Южно-Уральский бассейн). Снято в проходящем свете при увел. 110.

начался в перми-триасе. В угольных пластах преобладают гелитолиты, сложенные остатками древесины и коры лепидофитов, каламитов и птеридоспермов.

В пределах Ангарской провинции (Тунгусский, Минусинский, Кузнецкий бассейны) угольные пласты характеризуются повышенным содержанием фюзинита в гелитолитах и наличием более или менее мощных прослоев фюзенолитов. Роль лепидофитов в исходном материале углей уменьшается, в составе витринита чаще наблюдаются остатки древесины каламитов и птеридоспермов. Угольные пласты Печорского и Карагандинского бассейнов по петрографическому составу занимают как бы промежуточное положение между верхнепалеозойскими углями европейской части России и Сибири.

В Южном полушарии в позднем палеозое широко распространены так называемые гондванские угли, располагавшиеся в пределах суперконтинента Гондвана. Это — угольные бассейны Индии, Южной Америки, южной части Африки, Восточной Австралии и Антарктиды. Угольные пласты имеют здесь нередко повышенную мощность и, в отличие от европейских карбоновых залежей полосчатых углей, представлены в основном полуматовыми и матовыми штриховатыми углями. Значительную роль в них играют фюзинит, микринит и макринит, нередко отмечается повышенная зольность.

Петрографический состав мезозойских углей в глобальном масштабе изучен значительно слабее. Основные данные относятся к территории России. В ранне- и позднемезозойскую эры угленакопления наблюдается большее разнообразие типов угольных пластов по сравнению с палеозоем [50]. В эти эпохи встречаются как «чисто» гелитолитовые, так и «чисто» фюзенолитовые пласты углей с различными промежуточными типами по составу. В то же время в некоторых угленосных бассейнах широко распространены сапропелиты, гумито-сапропелиты и смоляные липтобиолиты (табл. III.2). Однако в целом в мезозое резко преобладают гелитолитовые пласты, которые, в отличие от палеозойских, часто содержат очень небольшой процент фюзинита и липоидинита (Канско-Ачинский, Иркутский, Южно-Якутский и другие бассейны). В гелитолитах среди витринитов преобладают остатки пробки (феллемы) и листовой паренхимы наряду со значительным участием древесинных фрагментов. Среди липоидных компонентов возрастает роль кутинита и резинита (рис. III.4).

Распределение угольных пластов фюзенолитового типа в некоторых регионах (Казахстан, Средняя Азия) подчиняется климатическим факторам, а также связано с тектоническим режимом областей раннемезозойского угленакопления [50]. Преобладание фюзенолитов, как и в позднем палеозое, характерно для пластов повышенной мощности.

В палеогене—неогене преобладает гелитолитовый тип пластов. В угольных залежах, нередко имеющих большую мощность, ведущую роль играют аттрито-гелиты с примесью восков и смол.

III.1.2.3. ОБСТАНОВКИ УГЛЕОБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

На фоне общей эволюции состава углей в связи с изменением углеобразующей растительности проявляются их региональные особенности по бассейнам. Угольные пласты орогенной группы формаций характеризуются значительным разнообразием по мощности, строению и петрографическому составу. В целом в них преобладают пласты II типа (ге-

литолитовые с повышенным содержанием фюзинита), в меньшей степени I (гелитолитовые) и III (гелитолито-фюзенолитовые).

В Южно-Якутском бассейне, по данным И. Э. Вальц и других исследователей, большинство пластов содержат до 100 % углей подкласса гелитов. В более мощных пластах встречаются фюзинито-гелиты и фюзинито-гелититы. Строение пластов обычно средней сложности, иногда очень сложное. Угольное вещество, особенно в южном борту Южно-Якутского прогиба, характеризуется сильной механической нарушенностью, нередко смято в серию мелких складок или развальцовано. Наблюдаются раздувы или резкие уменьшения мощности пластов из-за смещений угольной массы.

В близких по геодинамическому типу карбоновых месторождениях Восточного склона Урала в пластах наиболее распространены угли подкласса фюзинито-гелититов. Иногда встречаются гелито-фюзититы и микстогумиты, что связано со значительным участием споринита, характерного для карбоновых углей. Пласты — тонкие, до мощных, главным образом в местах тектонических раздувов. Строение пластов — от простого до очень сложного (типа «слоеного пирога» при мощности несколько десятков метров). Так же как в Южно-Якутском бассейне, здесь отмечается сильная раздробленность, развальцованность угольной массы.

В Печорском бассейне преобладают угольные пласты II типа. Они большей частью тонкие, средней сложности. В верхнепермских отложениях пласты более мощные и сложные.

Кузнецкий и Минусинский бассейны, входящие также в орогенную группу, характеризуются весьма разнообразным составом углей, присутствием мощных пластов и относительно сложным их строением. В кольчугинской серии Кузбасса преобладают пласты I типа, содержание мацералов группы витринита в них превышает 80, достигая иногда 95 %. В более древних свитах (балахонская серия) распространены угольные пласты II и III типов. Характерно повышенное содержание в углях фюзинизированных компонентов в виде рассеянных включений или обособленных слоев гелито-фюзититов, чередующихся с гелитами и фюзинито-гелититами.

В Зырянском бассейне состав углей довольно однообразен. Пластообразующими типами являются гелиты и фюзинито-гелиты. Характерно низкое содержание (1—3 %) или практически полное отсутствие в них липоидных мацералов. Пласты — тонкие и средние, чаще простого строения. Наиболее широко развиты пласты I типа, реже встречаются пласты II типа.

В группе эпейрогенных угленосных формаций угольные пласты относятся к V и VII типам (Подмосковный бассейн) либо в основном к I типу (юрские отложения Кузбасса, некоторые месторождения Казахстана, Улуг-Хемский бассейн). Для Подмосковного бассейна характерно присутствие сапропелитовых углей и микстогумолитов с высоким содержанием споринита, что обусловлено составом исходной растительности и развитием проточных обводненных болот в период торфонакопления. Поэтому здесь низкий индекс сохранности структуры растительных тканей. В целом условия образования пластов приближались к озерно-болотным. В углях другого типа бассейнов этой группы резко преобладает витринит, представленный часто структурными остатками остудневших листьев, феллемы и других тканей.

В рифогенной группе в первых трех типах угленосных бассейнов распространены угли мезозоя и кайнозоя. Они характеризуются высоким индексом гелификации, в них преобладают мацералы группы витринита. Во многих случаях отмечается хорошая сохранность структуры исходных растительных тканей. Это свидетельствует о накоплении ОВ в обводненной анаэробной среде в условиях быстрого захоронения торфяников.

На месторождениях Северо-Востока России состав углей довольно разнообразен. В Зырянском бассейне пласты — тонкие, до мощных, как простого, так и сложного строения. Преобладают угли подкласса фюзинито-гелититов, но развиты также гелиты, микстогумититы и фюзититы, которые слагают маломощные угольные пласты, пачки и прослои среди гелититов. Наиболее распространены пласты II типа, встречаются также пласты (в порядке убывания): I (гелитолитовые), III (гелитолито-фюзенолитовые), IV (фюзенолитовые), V типов (микстогумолитовые).

В пределах Аркагалинского бассейна угольные пласты имеют невыдержанную мощность и преимущественно сложное строение. Пластообразующими типами углей являются гелиты и фюзинито-гелититы, микстогумититы встречаются в виде тонких прослоев. Все мощные угольные пласты данного бассейна относятся ко II типу (гелитолитовому с повышенным содержанием фюзинита).

В пределах Омсукчанской угленосной площади неустойчивый тектонический режим древнего торфонакопления, связанный с широким развитием вулканических процессов, определил сложное строение пластов угля, их расщепление и выклинивание на коротком расстоянии. В сложении углей антрацитовой стадии метаморфизма основная роль принадлежит гелитам. Содержание мацералов группы витринита в них колеблется от 97 до 99 %, липтинит не установлен. Пласты относятся к I типу (гелитолитовому).

С кайнозойским комплексом отложений Момского рифта связаны наиболее ценные мощнопластовые месторождения бурых углей на Тиксинской, Омолойской, Нерской и Эльгенской угленосных площадях. В целом здесь преобладают пласты I типа (гелитолитовые), но встречаются также III (гелитолито-фюзенолитовые) (Тиксинская, Омолойская угленосные площади) и VI типов (гелитолито-липоидолитовые) (Эльгенская угленосная площадь).

В Донецком бассейне угли среднего и раннего карбона при общем повышенном содержании витринита имеют определенные различия в мацеральном составе, обусловленные интенсивным распространением в начале каменноугольного периода споровых растений. Поэтому нижнекарбоновые угольные пласты представлены главным образом II и частично V типом. К последнему — микстогумолитовому — относятся и нижнекарбоновые пласты Кизеловского бассейна. По данным Л. И. Сарбеевой и З. Б. Кошеваровой [307], количество витринита в них колеблется от 16 до 56, фюзинита — от 20 до 42, а липтинита — от 15 до 41 %.

В среднем карбоне Донбасса преобладают пласты I типа, иногда, значительно реже, II типа, с повышенным содержанием фюзинита и липтинита.

Таким образом, как видно из изложенного, состав углей и распространение пластов разного типа определялись эволюцией растений-углеобразователей, сменой торфообразующих фитоценозов и в какой-то мере геодинамической обстановкой (типом бассейна), фациальными и геохимическими условиями накопления осадочной угленосной толщи.

III.1.2.4. ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОВ ПОРОД И УГЛЕЙ

Современный облик ископаемых углей и рассеянного ОВ пород формируется под влиянием многих процессов. Одним из ведущих является углефикация, или метаморфизм, обусловленный воздействием различных геологических факторов. Большинством исследователей основная роль среди них отдается температуре. Значение давления и времени в углефикации ОВ считается менее существенным по сравнению с температурным режимом (в период максимального погружения осадочной толщи или под влиянием тепла внедряющихся в пласты интрузивных пород). Подчиненное локальное значение в углефикации отводится таким факторам, как действие радиоактивных минералов, динамические стрессы, гидротермальная минерализация, сейсмические явления.

Соотношение и объем терминов: углефикация, метаморфизм ОВ, диа-, ката- и метагенез — понимаются не всегда одинаково. По мнению автора, метаморфизм ОВ является наиболее широким понятием, которое охватывает изменения угольного вещества на ранних буроугольных стадиях, на более поздних каменноугольных, а также процесс графитизации — конечную фазу преобразования ОВ. Рассматриваемым вопросам в угольной геологии посвящено большое число работ. Их анализ показывает, что метаморфизм протекает в одном направлении и характеризуется сходными признаками и свойствами в угольном веществе любой концентрации.

Весь ряд метаморфизма разделяется на стадии и более крупные категории: бурые угли, каменные угли, антрациты, графиты. Среди признаков, характеризующих стадии углефикации, имеются «сквозные», охватывающие весь ряд (например, показатель отражения витринита), и типичные только для той или иной категории (присутствие гуминовых кислот для бурых углей, сильная оптическая анизотропия вещества антрацитов — рис. III.5). Границы между этими категориями отвечают последовательным этапам преобразования ОВ: диа- и катагенезу (бурые — каменные угли), ката- и метагенезу (каменные угли — метаантрациты) и собственно метаморфизму (метаантрациты — графиты).

В зависимости от геологических условий и факторов метаморфизма выделяется несколько его видов. Наиболее распространенным является так называемый региональный (геотермальный) метаморфизм, связанный с преобразованием углей при их погружении на более глубокие горизонты в прогибах разного типа (краевых, межгорных, грабенов, миогеосинклинальных зон). В классическом понимании при региональном метаморфизме степень углефикации ОВ увеличивается со стратиграфической глубиной от верхних угольных пластов к нижним, с нарастанием первоначальной мощности перекрывающих отложений и параллельно с ростом глубины залегания углей в современном структурном плане.

Термальный метаморфизм рассматривается как комплекс изменений вещества под влиянием повышенных температур в зонах с аномально высоким палеогеотермическим градиентом: в областях интенсивного палеовулканизма, в зонах развития глубинных разломов, на участках прогрева осадочных толщ глубокозалегающими телами плутонических пород.

Контактовый метаморфизм наиболее отчетливо наблюдается по изменению признаков ОВ в пределах сравнительно узкой зоны экзоконтакта интрузий: первые десятки, реже сотни метров (рис. III.6).

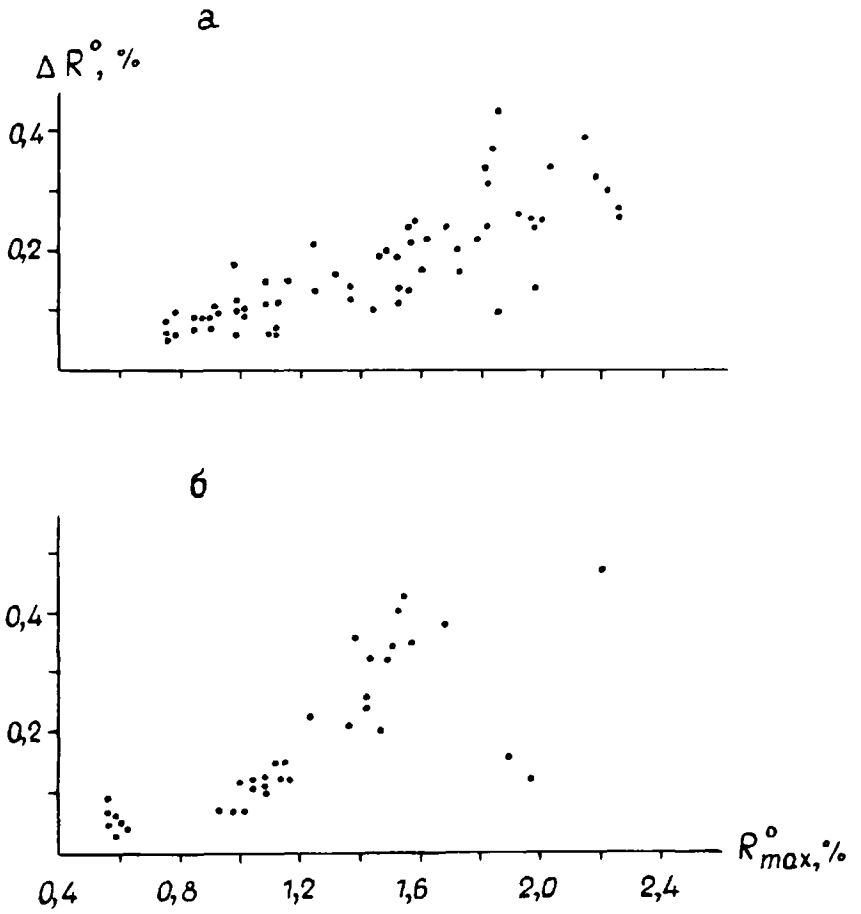


Рис. III.5. Изменение анизотропии витринита ΔR в пермских углях. По данным Г. М. Волковой.

а — Западный Таймыр (Пясинское и Сырадасайское месторождения); *б* — Тунгусский бассейн.

III.1.2.5. ГЕОДИНАМИКА И МЕТАМОРФИЗМ УГЛЕЙ

Поскольку ведущим фактором углефикации считается температура, в работах по исследованию диа- и катагенетических изменений ОВ одной из основных задач является выяснение палеотемпературного режима преобразования пород в недрах. Еще Ю. А. Жемчужников и Е. О. Погребицкий в 40-х и 50-х годах подчеркивали, что для понимания закономерностей метаморфизма угольного вещества необходимо изучить конкретную геологическую обстановку его проявления и всю геологическую историю региона. При этом основной теоретической базой послужили представления классической геосинклинальной теории.

В последние годы в угольных и других осадочных бассейнах, в связи с изучением рассеянного ОВ осадков, все чаще стали выявляться случаи нарушения правила Хильта и такие колебания геотермического градиента в толщах, не содержащих магматических образований, которые трудно

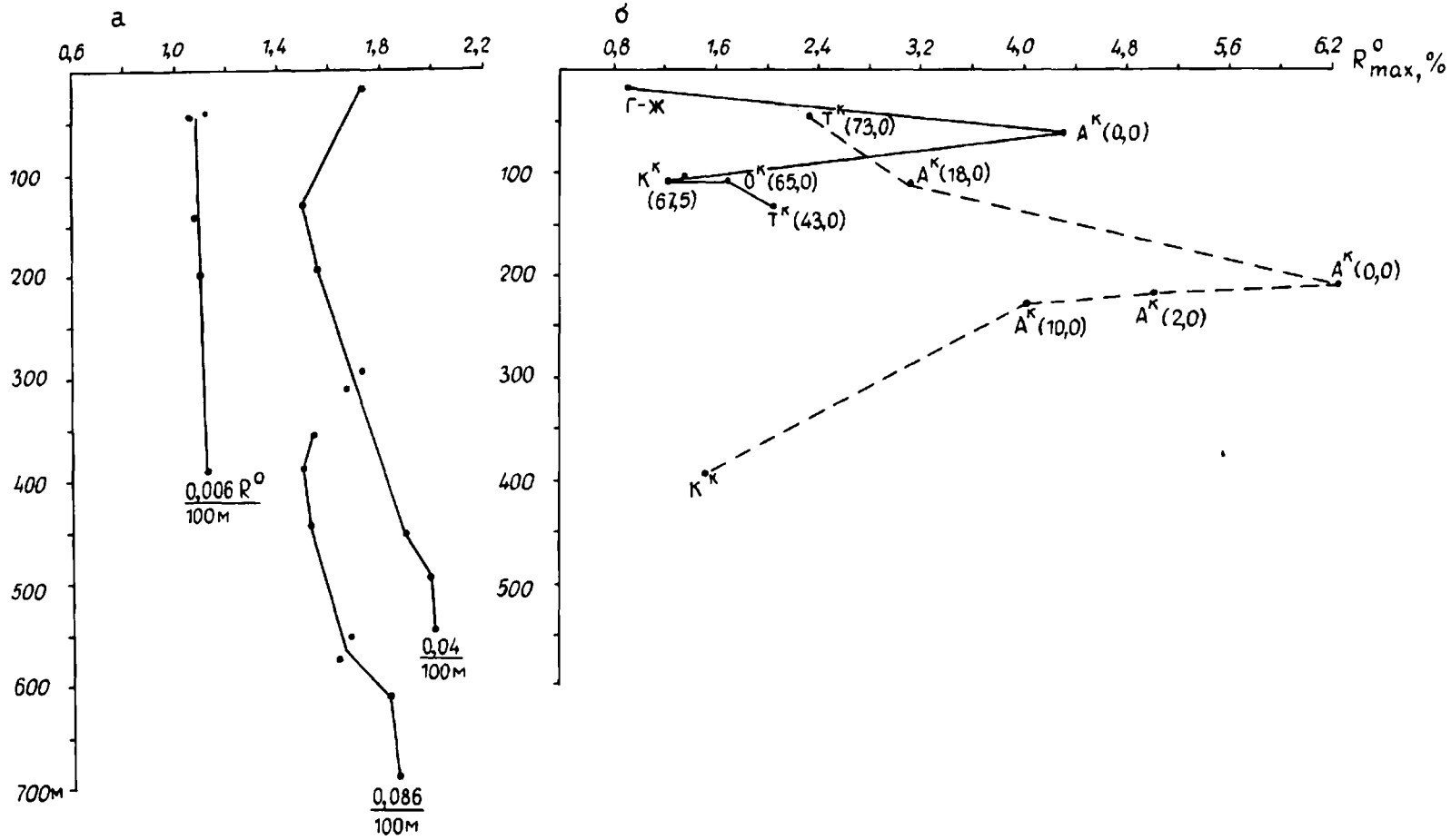


Рис. III.6. Изменение показателя отражения витринита R^o в углях регионального (*а*) и контактово-термального (*б*) метаморфизма. Западный Таймыр. По данным Г. М. Волковой.

Цифры в скобках — расстояние от интрузии, м. *Угли:* Г—Ж — газово-жирный; $К^к$ — коксовый контактовый; $О^к$ — отощенный контактовый; $А^к$ — антрацитовый контактовый.

объяснить с позиций геосинклинальной концепции. С развитием идей плитной или новой глобальной тектоники появились работы, в которых геотермическая история осадочных бассейнов связывается с определенными геодинамическими обстановками. Геотермический режим областей осадконакопления определяется динамикой геологических событий, происходящих в осадочных толщах. Каждый бассейн может, с одной стороны, находиться на любом этапе эволюции, а с другой — в определенных геодинамических условиях. Учение о тектонике плит позволяет сегодня найти место разным осадочным бассейнам в общем ряду их исторической и геодинамической эволюции.

Многие особенности бассейнов связаны прежде всего с процессом погружения осадочных толщ. Можно назвать многочисленные причины, обусловливающие проявление и смену этого процесса в пространстве и во времени. В большинстве случаев вначале погружение подчиняется тектоническим факторам, которые с позиций геодинамики относятся к двум основным типам, характеризующимся различным геотермическим режимом:

— проявлением процессов рифтогенеза, вызванным растяжением коры и сопровождаемым мощным геотермическим потоком;

— образованием складок в виде синклиналей в режиме преобладания напряжений сжатия чаще всего в областях субдукции, сопровождаемым слабым геотермическим потоком.

Анализ большого фактического материала по метаморфизму ОВ пород и углей с позиции геодинамики позволяет разделить осадочные бассейны по характеру палеогеотермического режима на три группы: «нормальные», гипотермические и гипертермические. По сравнению с предшествующими исследованиями, в которых преобладали представления о главной роли в углефикации глубины погружения осадков и о незначительных колебаниях геотермического градиента в геологической истории бассейна, в современных работах отмечается существование определенных геотермических аномалий, связанных с подкоровой эволюцией областей седиментации и геодинамически неодинаковыми обстановками. Это подтверждается данными по осадочным бассейнам Европы, Африки, Америки и Австралии.

В бассейнах с «нормальным» геотермическим режимом, тепловой поток составлял около 1,4 HFU*, или 60 $m\sqrt{m^{-2}}$, геотермический градиент — около 28 °С/км. Градиент изменения отражательной способности витринита R^{o} обычно равен 0,15 %/км. Эти данные в целом совпадают с представлениями И. И. Аммосова, М. В. Голицына, Г. А. Иванова и других. В гипотермических областях геотермический градиент не превышает 18—20, а в гипертермических — 40—100, достигая в отдельных случаях 200 °С/км.

Предложена следующая группировка осадочных бассейнов по их геотермической характеристике и геодинамической обстановке формирования. Бассейны с «нормальной» геотермией отвечают пассивным океаническим окраинам или платформам разного геологического возраста. В качестве примера первых рассматриваются Гвинейский и Мексиканский заливы, где современный геотермический градиент составляет 25—35 °С/км. Отражательная способность ОВ достигает 0,5 % на глубине 3 км. Основные колебания геотермического градиента в этих районах связаны с различной теплопроводностью осадочных пород. В качестве примера бассейнов второй подгруппы приводятся известные древние слабометаморфизованные породы

* HFU — Heat Flow Unit — единица теплового потока.

окраины Балтийского щита. Отражательная способность ОВ в них не превышает 0,7, а в кукерситах (сапропелевое ОВ) составляет 0,3—0,4 %. Такая же картина наблюдается в нефтеносной толще бассейна Иллизи (Сахара), где показатель отражения витринита пород на глубине 2500 м не превышает 0,6—0,7 %. К этой подгруппе относится и нижнекарбоновая буроугольная толща Подмосковного бассейна, где показатель отражения витринита углей равен 0,4 %. Правда, в этом районе, как известно, и глубина погружения осадков была незначительной.

Гипотермические бассейны в зонах конвергенции соответствуют субдукционным впадинам. «Холодными» являются крупные океанические желоба, которые характеризуются тепловым потоком менее 1 HFU. В качестве примера можно привести миоценовые угольные месторождения о. Хоккайдо, где на глубине 4 км угли остаются бурыми и имеют показатель отражения витринита 0,5 %. Сходные условия наблюдаются в Верхней Баварии. По скв. Мисбах в меловых породах на глубине 5500 м отражательная способность витринита 0,6 %. Современный геотермический градиент здесь не превышает 23,5 °С/км. Предполагается, что в прошлом он был меньше.

Гипертермические бассейны связаны с двумя типами геодинамических обстановок: а) дуговые и задуговые бассейны; б) зоны растяжения земной коры. Первые входят во внутренние области конвергентных систем. Примерами являются районы развития современных и миоценовых отложений Японии, занимающих внутреннюю часть островной дуги. Гипертермические аномалии дуговых бассейнов связаны с магматизмом, вызванным плавлением пород вдоль зоны Беньофа. Гипертермия задуговых бассейнов обусловлена явлениями растяжения в тыловой части островной дуги. На западной окраине Японского архипелага тепловой поток превышает 2 HFU, миоценовые угли достигают антрацитовой стадии (R^o витринита 2—3 %) на глубинах от 100 до 600 м на севере Хонсю и западе Кюсю.

Аналогичные обстановки известны и во многих горных областях (Кордильеры, Сьерра-Невада и др.). Гипертермический градиент совпадает с тыловой частью зон субдукции. Гипертермия развивается в течение длительного времени, сопровождая становление островных дуг (в Японии, например, этот период продолжается 200 млн лет).

С зонами растяжения земной коры связаны наиболее изученные гипертермические аномалии, которые широко распространены как в современных, так и в древних бассейнах. Среди них можно выделить три типа:

а) океанические рифты, являющиеся самыми «горячими» современными областями. Тепловой поток в них достигает 3—4, а иногда даже 5—6 HFU. Близлежащие континентальные области характеризуются геотермическим градиентом до 200 °С/км (например, Королевская долина в Калифорнии). Интенсивный термический режим установлен для плейстоценовых отложений Калифорнийского залива. При мощности пород всего 500 м по степени преобразованности ОВ они достигают начала главной фазы нефтевыделения. Показатель отражения витринита 0,5 %;

б) континентальные рифты, в настоящее время хорошо изученные по осадочным сериям, которые заполняли их в начальные фазы формирования. Геотермический градиент в современных системах этого типа высокий, °С/км: более 50 на окраине Красного моря, до 100 в Рейнском грабене. В древних бассейнах установлена значительная степень метаморфизма ОВ: отражательная способность витринита в миоценовых породах Красного моря составляет 2, в меловых отложениях Конго 2—3, в верхнем

мелу района Логбаба в Камеруне 3,3, в пермской толще бассейна Купер (Австралия) 5 %. По-видимому, к этому же типу относится и Пенсильванский угольный бассейн, в котором карбоновые угли достигают антрацитовой стадии;

в) впадины типа предгорных прогибов (орогенические области) представляют собой области интенсивного растяжения и погружения. Их древние толщи детально изучены и характеризуются высокой степенью термической зрелости ОВ. В Рурском бассейне при сравнительно небольшом погружении угленосной толщи отражательная способность витринита карбоновых углей превышает 2, пород вельда в массиве Брамш достигает почти 4, в юрских отложениях по скважинам вблизи Пиренеев 2,5—3 %. При рассмотрении гипертермических бассейнов имеются в виду только районы развития регионального метаморфизма углей и ОВ пород, не включающие в себя области проявления магматизма и вулканизма.

Таким образом, геотермическая история осадочных бассейнов связана с их геодинамическим развитием. Фазы интенсивных изменений геотермического градиента совпадают с периодами активизации. Главные проявления гипертермии, сопровождающие образование крупных орогенических систем, происходят до складчатости, в предварительную фазу растяжения. Если сопоставить явления гипертермии со временем интенсивной седиментации, то здесь устанавливается много совпадений. В Рейнском грабене повышенный геотермический градиент отвечает времени интенсивного опускания. В Конго очень активная фаза седиментации в рифтовой зоне является также периодом самого высокого геотермического градиента. Отмечается региональное совпадение областей опускания с фазами гипертермии. Последние исчезают с окончанием процесса рифтогенеза.

Каждый изученый бассейн имеет свой период наибольшей активности, сопровождаемый геотермическими изменениями, свойственными тому или иному типу. Наиболее часто наблюдаемые аномалии являются гипертермическими, и они связаны с активностью зон растяжения. Зоны конвергенции могут быть гипотермальными — они отвечают низкотемпературным фациям метаморфизма во многих складчатых системах. Гипертермический режим и наибольшее опускание характерны для стадии «молодости» бассейна.

Основами для палеогеотермических реконструкций и выяснения закономерностей метаморфизма ОВ, независимо от их генетической трактовки, являются детальное исследование петрографических признаков и химических свойств угольного вещества как в разрезе, так и на площади осадочных бассейнов, выявление их изменчивости в ряду углефикации. Изучение метаморфизма углей ряда бассейнов России и прилегающих государств показывает, что среди них могут быть выделены области с различными геотермическими режимами, которые обусловлены не только наличием интрузивных тел, но и особенностями их геодинамического развития. Причем для разных частей разреза или участков бассейна эти условия нередко бывают неодинаковыми, изменяются в пространстве и во времени.

Так, Южно-Якутский бассейн характеризуется в целом повышенным палеогеотермическим полем. Об этом свидетельствует общий высокий уровень метаморфизма углей. В этом районе глубина погружения пластов для достижения одной и той же стадии углефикации была в 1,5—2 раза меньше, чем в Донецком или Печорском бассейнах. По мнению В. В. Кулакова и др. [217], значительный палеогеотермический градиент в мезозое

обусловлен приближением мобильного гранитного фронта к земной поверхности. Они считают, что южноякутские угли испытали как геотермический, так магматермический метаморфизм. Дефицит мощностей в бассейне был компенсирован покровом кристаллических пород докембрия Станового хребта. Еще раньше Ш. А. Сюндюков и В. И. Фролов отмечали повышенный метаморфизм углей приразломной зоны Алдано-Чульманского района (по сравнению с углями северного крыла депрессии) и связывали его с существованием здесь мощного надвигового аллохтона. Этот надвиг служил своеобразным экраном, препятствовавшим распространению тепловых глубинных потоков, что способствовало сильному прогреванию пород и образованию каменных углей до коксовой стадии.

Вертикальные градиенты метаморфизма, если судить по отражательной способности витринита и выходу летучих, изменяются как по разрезу угленосной толщи (для ее разных интервалов), так и на площади бассейна и даже в пределах одного месторождения. Так, на Кабактинском месторождении по скв. 2777 R^o/100 м составляет 0,053, а по скв. 2784 — 0,084 [216]; на Чульманском месторождении средний градиент равен 0,05—0,06 %/100 м. Выше отмечалось, что для «нормальных» бассейнов этот градиент обычно составляет 0,15 R на 1 км. В Южно-Якутском бассейне он выше в несколько раз: 0,5—0,8 %/км, что свидетельствует о гипертермическом режиме преобразования угольного вещества. Это обусловлено геологическими особенностями и геодинамической эволюцией данного региона, относящегося к первому типу орогенной группы осадочных бассейнов.

Краевые бассейны областей коллизий континентов и наложенные бассейны в зонах аккреции континентальных плит (Печорский и Кузнецкий бассейны) характеризуются, скорее, нормальным геотермическим полем. Особенностями их можно считать неоднородность геотермического режима во времени и в пространстве, прерывистость повышенных тепловых потоков и нередко гипотермический характер преобразования ОВ. По данным Ю. В. Степанова, изменение углей в бассейне подчиняется в основном закономерностям регионального метаморфизма. По мере приближения к складчатой зоне (Палеоуралу) мощность зон углей одних и тех же стадий углефикации снижается, т. е. возрастает геотермический градиент [350]. Градиент показателя отражения витринита (в воздухе, не в иммерсии) для углей марок Д—Г составляет 0,07—0,08 %/100 м, К—ОС — 0,31—0,33, для антрацитов — 0,07. В Кузнецком бассейне градиент отражательной способности витринита углей тоже изменяется в зависимости от абсолютного значения отражательной способности, т. е. от стадии метаморфизма ОВ. Для углей II и III стадий метаморфизма (с R^o = 0,80÷1,28 %) вертикальный градиент составляет 0,012—0,037 %/100 м, для IV стадии (с R^o=1,30÷1,40 %) — максимальный градиент, 0,038, а для углей более высоких стадий он снижается до 0,037—0,022.

В пределах Северо-Востока России к орогенной группе осадочных бассейнов относится неоком-аптский комплекс отложений Зырянского бассейна. Метаморфизм углей в этом районе изменяется от длиннопламенной до антрацитовой стадий, однонаправленно увеличиваясь с северо-востока на запад в синхронных горизонтах разреза, а также с глубиной.

Эпейрогенные угленосные формации характеризуются нормальным и (или) пониженным геотермическим полем. Платформенным бассейнам свойственна общая стабильность, обусловленная существованием континен-

тальной коры, мощность которой сократилась в большей или меньшей степени при нормальной литосфере и при средних в целом геотермических потоках. Самым наглядным примером этой группы является Подмосковный бассейн, в нижнекарбоновых отложениях которого развиты бурые угли средней углефикации ($Б_2$). Показатель отражения витринита в этих углях 0,4—0,5 %. Большое внимание на него оказывают исходный материал углей и фациальные условия среды в связи со слабой степенью измененности ОВ. То же можно сказать и о бурых углях платформенной части Тунгусского и Ленского бассейнов. Однако в целом в Тунгусском бассейне общая картина метаморфизма углей представляется очень сложной, что обусловлено проявлением термального и контактового метаморфизма [275].

По мнению Е. И. Стефановой и Ю. Р. Мазора [337], проявления регионального метаморфизма в Тунгусском бассейне имеют некоторые особенности. Глубины погружения угленосной толщи здесь, по сравнению с другими бассейнами, чрезвычайно малы для соответствующего преобразования угольного вещества. Единственным объяснением этому они считают общий высокий геотермический режим бассейна (средний геотермический градиент 8 °С/100 м). По всей видимости, как на площади, так и во времени палеотемпературные условия углефикации в бассейне подвергались резким колебаниям.

Бассейны в унаследованных впадинах складчатых областей характеризовались, скорее всего, близкими к средним температурами преобразования ОВ. Так, например, в Шубаркольском месторождении показатель отражения витринита колеблется в пределах 0,55—0,60 % [58], угли являются переходными от бурых к каменным и занимают среднее положение между углями Прииртышья, Талдыкольского и Дубовского месторождений.

Угольные бассейны рифтогенной группы довольно разнообразны и по марочному составу углей, и по условиям их преобразования в катагенезе. Большинство бассейнов, скорее, следует отнести к гипертермальным. В пределах Северо-Востока России изучались альб-верхнемеловые комплексы Зырянского, Аркагалинского, Омсукчанского бассейнов и кайнозойские отложения Момского рифта. Подавляющее число угольных пластов мезозоя сложены каменными углями. В Зырянском бассейне метаморфизм углей нижней части разреза формации (буоркемюсская свита) изменяется от длиннопламенной до тощей стадии, достигая максимальных значений во впадинах юго-восточного замыкания Зыряно-Селеннахского прогиба и резко ослабевая к северо-западу и северо-востоку.

Степень метаморфизма углей часто не связана с их положением в стратиграфическом разрезе, а зависит от положения углевмещающих грабенных структур по отношению к теплопроницаемым зонам. Вмещающие породы буоркемюсской свиты, как правило, слабо литифицированы, что при сравнительно высоких стадиях метаморфизма углей служит косвенным указанием на высокие тепловые потоки в палеобассейнах угленосной седиментации (рис. III.7). Вертикальный градиент метаморфизма в Зырянском бассейне, R^o/100 м: для углей стадий Д—Г и Г — 0,055, стадий Г—Ж — 0,05 и стадии Ж — 0,06. Бурые угли отмечены только в верхней части разреза формации (встречнинская свита).

Угли Аркагалинской угленосной площади длиннопламенные и газовые. Наблюдается рост степени метаморфизма углей вниз по стратиграфическому разрезу и к юго-востоку от Верхнеаркагалинского месторождения к Нижнеаркагалинскому. В Верхнеаркагалинском встречены угли стадии Д, со

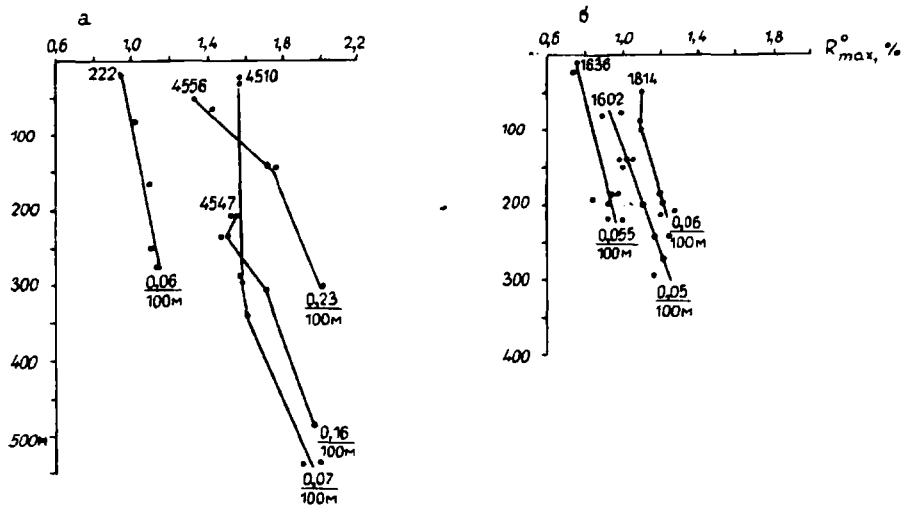


Рис. III.7. Изменение показателя отражения витринита R^{o} с глубиной.

а — Южно-Якутский бассейн (по данным Т. Н. Молозиной); *б* — Зырянский бассейн (по данным В. А. Литвиновой).

средним показателем отражения витринита $R^{o}_{ср}$ = 0,51÷0,56 %, что по ГОСТ 21489—76 соответствует стадии I (Д). Угли Нижнеаркагалинского месторождения считаются газовыми, хотя по показателю отражения витринита ($R^{o}_{ср}$ = 0,61÷0,74 %) они относятся к стадии I—II (Д—Г).

Характерным для Омсукчанской угленосной площади является наличие в ее пределах изверженных пород (гранитоидов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и др.), прорывающих угленосные отложения и образующих крупные массивы площадью несколько десятков километров. В связи с этим под влиянием термального метаморфизма на Омсукчанской площади распространены угли стадий Т и А. На одном из месторождений бассейна (Кеновском) единичное измерение показателя отражения витринита показало, что R^{o}_{max} здесь достигает 4,50 %, $R^{o}_{ср}$ = 3,65 %, что по ГОСТ 21489—76 соответствует стадиям VIII—IX (A_2). Вблизи изверженных пород угли под воздействием контактового метаморфизма графитизированы, иногда превращены в чистый графит. Отдельные пласты графита и графитизированного угля достигают мощности более 5 м.

Угли кайнозойских отложений Момского рифта повсеместно бурые, причем их изменчивость коррелируется с возрастом осадков: от $Б_3$ в эоценовых формациях до $Б_1$ в миоценовых.

Донецкий бассейн, который изучался многими исследователями, обычно рассматривается как классический пример регионального (глубинного) метаморфизма углей. Однако до сих пор нет единой точки зрения на природу метаморфизма ОВ в разных частях бассейна. Работы последних лет выявили существенную неоднородность геотермического поля в Донбассе [46]. Плотность теплового потока в Донбассе в пределах крупных антиклиналей составляет 58, в синклиналях — 42, средний показатель — 54 мВт/м². По этим данным Донбасс должен быть отнесен к «нормальным» по геотермическому режиму бассейнам. Однако в антрацитовых районах

Донбасса, судя по показателям отражения витринита и другим свойствам углей, палеогеотермическая активность была очень высокой. Углефикация ОВ закончилась в период главной фазы складчатости, совпадая во времени с варисцийском орогенезом.

Градиент изменения среднего показателя отражения витринита составляет в бассейне 0,4—0,5 %/км, а в зонс антрацитов увеличивается до 2 %/км. Геотермический градиент, °С/100 м, для отдельных районов юго-западной части Донбасса:

	От	До	Средний
Краснoармейский	2,07	3,2	2,61
Южно-Донбасский	1,82	4,32	2,78
Донецко-Макеевский	1,60	3,69	2,78
Торезо-Снежнянский	1,77	3,19	2,29
Центральный	1,56	3,81	2,63

Судя по этим данным, рассматриваемые районы можно отнести к геотермически «нормальным» месторождениям. Однако в пределах такой огромной структуры, как Донбасс, условия метаморфизма углей, конечно, не оставались однотипными ни во времени, ни в пространстве.

Таким образом, обобщение данных по составу и метаморфизму углей показывает, что природа растительного материала и типы его превращения во многом определяются условиями торфонакопления. Вторичные постдиагенетические преобразования угольного вещества осадочных бассейнов тесно связаны с геодинамической обстановкой. Палеотемпературы областей осадконакопления зависят от их геодинамической позиции и изменений геотермического режима в ходе развития бассейнов. Приведенные данные позволяют по-новому объяснить ряд известных аномалий углефикации и более обоснованно прогнозировать метаморфизм углей в осадочных бассейнах. Следует заметить, что связь метаморфизма ОВ с геодинамической историей бассейнов по существу только начинает изучаться в нашей стране. Они требуют дальнейшего комплексного исследования с участием как геологов, так и специалистов по угольному веществу осадочных пород.

III.1.3. Металлоносность угленосных осадочных бассейнов

III.1.3.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Кроме главных элементов, образующих органическую и минеральную части углей, в них обнаружено уже более 50 элементов с содержаниями, не превышающими обычно 0,1 % (1000 г/т), которые называют малыми, редкими, элементами-примесями. Среди них черные, цветные и благородные металлы, редкие земли, радиоактивные элементы.

Систематическое изучение металлоносности углей было начато в 30-е годы в Западной Европе В. М. Гольдшмидтом, в нашей стране В. А. Зильберминцем. Мощным импульсом, способствовавшим развитию и расширению масштабов этих исследований, послужили урановый и германиевый «бумы» середины XX в., когда массовому опробованию и изучению подверглись угли большинства бассейнов и месторождений основных угледобывающих стран. К настоящему времени в данной области накоплен большой фактический материал, существует обширная мировая литература, включающая сотни статей, десятки сводок и монографий, не говоря уже

ТАБЛИЦА III.3

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ИСКОПАЕМЫХ УГЛЯХ, г/т

Выборка данных из работы [399]

Элемент	Кларк осадочных пород	Угли		Золы углей	
		Бурые	Каменные	Бурых	Каменных
Be	3,4	2,4	2	11	21
Sc	11	2	3	15	20
Ga	17	7	7	36	51
Ge	1,4	1,5	2,9	9	20
Sr	270	130	76	1100	460
Ba	470	120	130	890	930
V	110	23	31	120	180
Mo	2,1	2,4	3	13	25
W	1,7	2—6		20—40 (?)	
U	3,1	1—3		10—20 (?)	
Re	0,00*n*	0,0*n*—0,*n*		0,*n*—*n*	
B	86	85	55	560	680
Cu	37	7,5	18,5	48	80
Ag	0,067	0,3	0,4	1	2,5
Au	0,003	0,001—0,003		0,02	
Zn	79	18	22	100	150
Cd	0,25	0,3	0,6	3	6,5
Hg	≤0,1	0,1—0,2	0,3	1—3 (?)	
Pb	17,5	2,5	25	53	170
As	11	14	20	60	90
Sb	1,2	0,5—2		5—10 (?)	
Se	0,5	2—4		10—30 (?)	
Co	15	3,4	5,2	20	34
Ni	56	8	16	51	90
Pt	0,0*n*	?		0,01—0,05 (?)	

о множестве отчетов геолого-разведочных и научно-исследовательских организаций. Вместе с тем степень изученности элементов-примесей в углях далеко неодинакова, что связано с абсолютными значениями их содержания и возможностями массовых аналитических методов определения, с условиями распространения и промышленной ценностью, с разработанностью технологии извлечения и др. В большей мере во всех отношениях изучены германий и уран.

В основной массе угли не отличаются высокими концентрациями редких элементов. Из углеродсодержащих пород некоторые природные битумы и особенно черные сланцы обладают более богатыми и крупными скоплениями этого вида полезных ископаемых. В большинстве случаев среднее содержание редких металлов в углях (угольные кларки) ниже кларков осадочных пород (табл. III.3). Соответственно кларки концентрации ($K_к$) меньше 1. Лишь у немногих элементов средние содержания превышают кларк осадочных пород. Судя по последним оценкам, к числу этих элементов относятся Ge, As, Se, Mo, Ag, Cd, W, Re, Hg, а также Cl. При этом угольные кларки концентрации, как правило, не выше 3—5 (табл. III.3).

Не менее важны и информативны оценка содержания элементов в золе угля (зольные кларки) и соответствующие зольные кларки концентрации. В целом при зольности углей около 20 %, фоновые содержания элемента в золе примерно в 5 раз выше, чем в расчете на уголь. Поэтому понятно, что средние зольные $K_к$ превышают 1 у значительно бóльшего числа элементов, в том числе [399]: Be, B, F, P, Cl, Se, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Sr, I, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Yb, W, Re, Pt, Au, Hg, Pb, Bi, U. Для большинства этих элементов зольный $K_к$ невелик: 1—5. Значения $K_к$ = 5÷10 свойственны B, As, Mo, Sb, W; более 10 — Ge, Se, Ag, Cd, Hg, Pb, Cl. В конкретных регионах (провинциях) наборы элементов, а также их угольные и зольные $K_к$ меняются в ту или другую сторону, определяя так называемый местный, или региональный, фон. Так, например, повышенные фоновые концентрации многих металлов отмечаются на территории Средней Азии, Забайкалья, Приморья.

При общем преобладании кларковых и околокларковых содержаний, свойственных углям целых бассейнов, значительно реже встречаются локальные высокие и аномально высокие значения, для которых, например, угольный $K_к$ равен 50 и более, вплоть до 100—1000. Такие содержания для одних элементов близки, для других прямо отвечают, а иногда даже превышают существующие промышленные кондиции. К категории редкометально-угольных относятся единичные германий- и уран-угольные месторождения. При этом для германия угли — ведущий, а для урана — один из многих источников. Этим главным элементам сопутствуют, нередко также повышенные концентрации, и представляют интерес Mo, Se, Pb, Zn. К числу потенциально ценных относятся W, B, Hg, Au, Ag, Pt.

В заметно большей степени угли следует рассматривать как источники попутного получения редких металлов. Во-первых, месторождений, не отвечающих категории редкометально-угольных, но обладающих заслуживающими внимания содержаниями элементов, намного больше и соответственно шире выбор. Во-вторых, в данном случае угли используются по прямому назначению. И наконец, в-третьих, угли добываются в больших количествах, что также существенно при оценке значимости их металлоносности.

Помимо традиционных (геохимических, геологических, геолого-промышленных) аспектов изучения металлоносности углей в последние годы все большее внимание уделяется оценке токсичности элементов, что актуально главным образом в районах массовой добычи, переработки и использования углей (шахты, карьеры, ТЭС, обогатительные фабрики, коксохимические заводы). Наибольшую опасность кроме серы представляют бериллий, ртуть, мышьяк, фтор, стронций или их соединения, образующиеся при сжигании углей на тепловых электростанциях (табл. III.4). К категории потенциально токсичных (в случае высоких содержаний) относятся Pb, V, Ni, Cr, Co, Cd, Se, Mn [24, 98, 150].

Для вмещающих угли пород характерен в целом тот же комплекс элементов при общей тенденции увеличения содержания большинства из них в ряду известняки—песчаники—алевролиты—аргиллиты. При этом фоновые содержания элементов в аргиллитах угленосных толщ отвечают или близки общим кларкам осадочных глинистых пород. Более подробные сведения можно найти в ряде работ [150, 151, 222].

ТАБЛИЦА III.4

ТОКСИЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ [98, 150]

Элемент	Токсичные соединения	Предельно допустимые среднесуточные концентрации в воздухе, мг/м^3	Класс опасности
N	NO_2	0,04	II
Be	Be	0,001	I
V	V_2O_5	0,002	I
Co	CoO	0,001 в пересчете на Co	I
Mn	MnO_2	0,01	II
As	As_2O_3; As_2O_5	0,003 в пересчете на As	II
Ni	Ni; NiO	0,001	II
	$NiSO_4$; $NiCl_2$	0,0002	I
Hg	Hg; HgCl; HgS; HgO	0,0003	I
Pb	Pb и его соединения	0,0003 в пересчете на Pb	I
Se	SeO_2; H_2Se	0,00005	I
S	H_2S	0,008	II
	SO_2	0,05	III
F	F; NaF; Na_2SiF_4	0,01 в пересчете на F	II
	HF; SiF_4	0,005 в пересчете на F	II
Cr	CrO_3	0,0015	I
P	P_2O_5	0,005	II
Ge	GeO_2	0,04 в пересчете на Ge	III
Cl	Cl_2	0,03	II
C	Сажа	0,05	III

Примечание. SO_2 с фенолом, NO_2, HF, H_2S обладают эффектом суммарного действия.

III.1.3.2. СВЯЗЬ С СОСТАВОМ И СО СВОЙСТВАМИ УГЛЕЙ

Первое, на что обычно обращают внимание, это связи элементов с органической и (или) минеральной частями углей, а также динамика этих связей с изменением зольности углей. То обстоятельство, что по крайней мере некоторые из элементов в значительной мере тяготеют к органическим компонентам углей, общеизвестно и подтверждается многими признаками. Об этом, в частности, свидетельствуют данные о современных торфах (генетических предшественниках углей), результаты экспериментов по связыванию элементов гуминовыми и фульвокислотами [144, 151, 398]. В то же время надо иметь в виду, что ископаемые угли в процессе различных исследований и при практическом использовании, как правило, подвергаются термическому воздействию, при котором редкие элементы сосредотачиваются в зольном остатке или зольных уносах. Решение интересующей нас обратной задачи — выяснение связей элементов (находящихся в зольном остатке) с исходными составляющими углей — представляет немалые трудности.

С этой целью сравнивают содержания элементов в расчете на уголь и золу, распределение элементов в углях разной зольности или фракциях углей неодинаковой плотности. При этом считается, что элементы, тяготеющие к веществу малозольных углей, угольных концентратов или фракций с плотностью менее 1,4 г/см^3, обладают «сродством» с органической их частью, с плотностью более 1,6 г/см^3 — с минеральной составляющей, а с плотностью 1,4—1,6 г/см^3 одинаково предрасположены

как к органической, так и к минеральной частям. Отсюда во многих работах приводятся ряды сродства элементов. Приведем несколько примеров.

Для отечественных углей в целом указывается такой ряд [399]:

1) связанные с органической частью — Ge, W, Ga, Be;

2) связанные с органической и минеральной частями — Ni, Mo, Sc, I, La;

3) связанные с минеральной частью — Zn, Pb.

Для германий-угольных месторождений России аналогичные группы включают следующие элементы [170]:

1) Ge, Be, W;

2а) Mo, Mn, V, Ni, Cu (чаще с органической частью);

2б) Sc, Cr, Ga, I, La (чаще с минеральной частью);

3) Co, Zr, Ni, Sn, Pl, Ti, Zn.

Карбоновым углям бассейна Иллинойс (США) свойственны свои оттенки распределения элементов [442]:

1) Ge, Be, B;

2а) P, Ga, Sb, Ti, V;

2б) Co, Ni, Cr, Sc, Cu;

3) Hg, Zr, Zn, As, Cd, Pb, Mn, Mo.

Как видно, картина сродства элементов неоднородна, многие из них «кочуют» из одной группы в другую. Можно говорить лишь об общих тенденциях. Однозначных решений, видимо, и не может быть. Накопление металлов в углях — сложный, нередко полистадийный процесс, обязанный взаимодействию многих факторов, сочетание и интенсивность проявления которых неодинаковы в каждом конкретном случае. В частности, назовем геохимические особенности элемента, условия его накопления и формы нахождения в углях, петрографический состав и метаморфизм углей, проявления вторичных наложенных процессов гипергенеза. Пожалуй, лишь германий однозначно относится исследователями к числу элементов, наиболее тесно связанных с ОВ углей.

В работах Я. Э. Юдовича [398, 399] вопрос о сродстве элементов рассматривается с учетом генетической природы минерального вещества углей. Практически речь идет о роли отдельных составляющих общей валовой зольности, среди которых выделяются несколько классов зол: биогенная (исходных растений-торфообразователей), сорбционная (аутигенные компоненты, образующиеся большей частью в процессе торфообразования и диагенеза), терригенная (приносный материал), инфильтрационная (эпигенетическая). Ведущее значение имеют сорбционная и терригенная золы. Кроме малозольных углей (A^d<10 %) преобладающая доля принадлежит терригенной составляющей. При этом с увеличением общей зольности эта доля возрастает. Элементы, связанные в той или иной степени с ОВ, входят в состав сорбционной и терригенной зол. Элементы, тяготеющие к минеральной части углей, сосредоточены преимущественно в терригенной составляющей золы. Таким образом, золой — носителем элементов чаще всего может быть сорбционная, терригенная или тот и другой типы зол вместе в разных соотношениях. В ряде случаев в роли золы-носителя может выступать эпигенетическая.

Столь же сложен и не имеет единых решений вопрос о корреляции содержания металлов с изменением зольности углей или плотности их отдельных фракций. Имеющиеся данные свидетельствуют о разнообразных

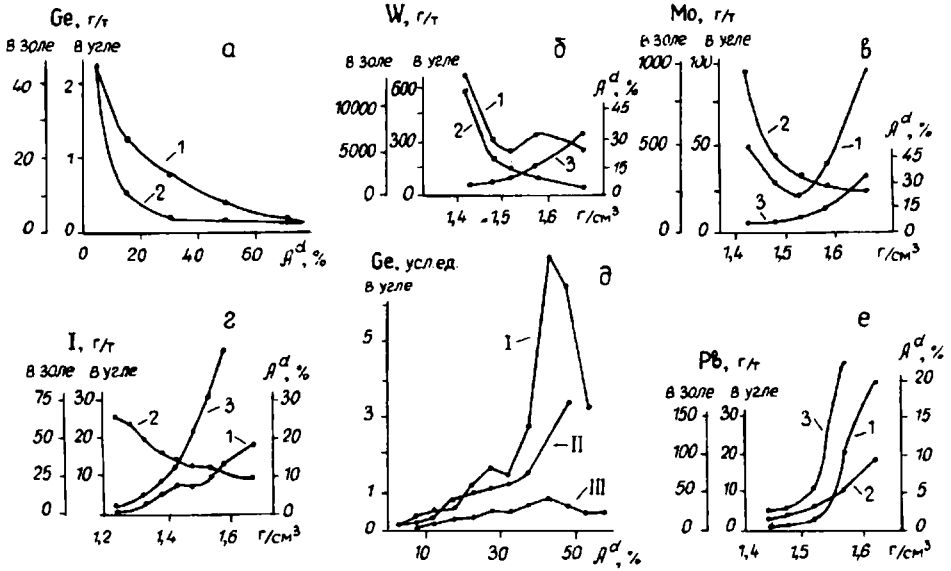


Рис. III.8. Характер связи содержания редких элементов в углях с их зольностью (плотностью фракций) [222, 398, 401].

а — месторождение Трояново, бурые угли, 1570 проб; *б*, *в* — Ангренское месторождение; *г* — Кок-Янгакское месторождение; *д* — бассейны Донецкий (*I*), 2160 проб, Кузнецкий (*II*), 1304 пробы, Подмосковный (*III*), 5383 пробы; *е* — Черногорское месторождение. *1* — содержание элементов в угле; *2* — то же, в золе; *3* — зольность углей, %.

типах связи (рис. III.8, *а*—*е*). С увеличением зольности содержание элементов в угле может снижаться (редкие варианты), возрастать или меняться по более сложной кривой (более частые случаи). Содержание элементов в расчете на золу с ростом зольности, как правило, снижается.

Привлекает внимание корреляция германия. Казалось бы, что в этом случае следовало ожидать однозначной схемы с общим уменьшением содержания металла в угле по мере увеличения зольности (рис. III.8, *а*). Между тем это не единственный и к тому же редкий вариант. Известны примеры, где содержания германия в угле с уменьшением зольности сохраняются более или менее постоянными. Материалы по Кузнецкому, Донецкому и Подмосковному бассейнам [222] показывают общее возрастание содержания этого элемента в угле с ростом зольности (рис. III.8, *д*). Такое разнообразие схем распределения германия, скорее всего, обусловлено неодинаковым соотношением форм его нахождения в углях, а также присутствием в составе не только одной сорбционной, но и терригенной золы с разной долей участия. Многие элементы, тяготеющие как к органической, так и к минеральной частям углей, нередко характеризуются своеобразной кривой распределения с минимумом на определенном интервале зольности (рис. III.8, *б*, *в*). Левые ветви этих кривых, надо полагать, отвечают связи главным образом с органическим веществом, правые — с минеральным. Крайний вариант (рис. III.8, *е*) отчетливо отражает связи элементов с минеральной частью углей. В данном случае с ростом зольности резко возрастает содержание элемента не только в угле, но и в золе. Все отмеченные связи имеют большей частью отношение

к средним фоновым концентрациям элементов и могут нарушаться в случае аномально высоких значений.

Формы нахождения металлов в угле обусловлены геохимическими свойствами, условиями и средой их накопления, близостью к органической или минеральной частям, степенью метаморфизма угольного вещества. Элементы, связанные в той или иной мере с органической частью бурых и каменных углей ранних и средних стадий метаморфизма, находятся в сорбированном состоянии, в виде солей гуминовых и фульвокислот (гуматов и фульватов), других металлоорганических соединений, реже самостоятельных минералов. В зрелых каменных углях и антрацитах — это чаще металлоорганические соединения и собственные минералы (например, сульфиды). Элементы, имеющие отчетливо выраженное сродство с минеральной частью углей, могут находиться в составе глинистого вещества (в частности, в виде изоморфной примеси), а также собственных минералов.

Следующая характеристика касается связи металлоносности углей с их петрографическим составом. Речь идет о гумусовых углях, точнее гумитах, — наиболее распространенной их генетической группе, включающей в себя угли существенно витринитовые, в меньшей степени витринито-фюзинитовые и реже фюзинитовые. Липтинитовые и алгинитовые компоненты в этих углях играют второстепенную роль и особого значения в распределении металлов не имеют.

Исследования углей многих бассейнов и месторождений [144, 222] свидетельствуют о влиянии петрографического состава углей на характер распределения металлов, по крайней мере тех из них, которые тяготеют к ОВ. Так, для германия наибольшие содержания свойственны витринитовым компонентам. В данном случае лучше говорить о гелифицированном веществе, так как накопление элементов в значительной мере происходит в процессе образования торфа и ранних бурых углей, когда собственно витринитовых мацералов еще нет, а есть лишь их генетические предшественники. Значимо меньшие концентрации характерны для фюзинитовых компонентов, наименьшие для липтинита.

Вместе с тем уровень концентраций, как фоновых, так и повышенных, прямо с петрографическим составом не связан. Известны примеры угольных месторождений, в которых высокие содержания металлов находятся в углях и витринитового, и фюзинитового состава [151].

Немалый интерес представляют связи металлоносности углей со степенью их метаморфизма. Однако по этому поводу исследователи высказываются осторожно. Дело в том, что не так просто найти угольный бассейн, в котором для всей гаммы метаморфизма углей были бы строго выдержаны другие условия (обстановки накопления металлов, положение по отношению к области сноса и др.). Однако даже для Донбасса однородность этих условий может оспариваться. Для большинства же других бассейнов, и тем более месторождений, выявить эффект влияния только одной углефикации еще труднее. Все же заметим, что для углей Донбасса отмечается закономерное снижение содержания германия в ряду метаморфизма [144, 151, 222]. Это обстоятельство представляется логически обоснованным, поскольку по мере возрастания степени метаморфизма идет процесс упорядочения структуры угольного вещества. При этом происходит разрыв боковых цепей, потеря функциональных групп и связанных с ними металлов.

В то же время, если обратиться к статистическим данным о среднем содержании элементов-примесей в бурых и каменных углях, то картина будет выглядеть более сложной. Так, по результатам массового опробования товарных углей в границах бывшего СССР [18] у 15 элементов из 30, а по сводке мировых данных [399] у 22 из 44, содержание элементов-примесей в каменных углях выше, чем в бурых (см. табл. III.3). В обоих источниках названы Li, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ge, Rb, Zr, Nb, Ag, Ba. Заметим, что в этот перечень попадает и германий. При объяснении этих статистических данных обращается внимание на то, что в химической структуре каменных углей еще остается достаточное количество реакционно способных функциональных групп, реагирующих с металлами. Кроме того, меняются формы нахождения металлов.

Для локальных аномально высоких содержаний связи с метаморфизмом иные. В подавляющем большинстве случаев они свойственны бурым, ранним каменным углям и почти не наблюдаются в каменных углях высокой степени зрелости и в антрацитах. В качестве исключения сошлемся на пример Назар-Айлокского месторождения юрских полуантрацитов или антрацитов Таджикистана, в которых зафиксированы аномально высокие содержания золота, серебра, ртути, брома, бария, мышьяка.

Наконец, отметим важную для рассматриваемого вопроса связь металлоносности углей с процессами их окисления. Во многих случаях окисление способствует повышению содержания металлов, что обусловлено прежде всего образованием вторичных гуминовых кислот. Подобные явления происходят на выходах пластов, в зонах циркуляции кислородсодержащих грунтовых вод. Особенности распространения элементов-примесей при окислении углей подробно изучены на примерах германие- и ураноносных угольных месторождений [78, 169].

III.1.3.3. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ

С позиций рассматриваемого вопроса интерес представляют элементы, кларки концентраций которых (зольные и тем более угольные) превышают 1. Только в этих условиях сказывается отличие углей от осадочных пород и проявляется эффект участия органического гумусового вещества. Накопление металлов в углеобразующих торфяниках или угольных пластах — тонкий геохимический процесс, который, как отмечено выше, определяется и регулируется многими факторами. Понятно, что в данном обзоре могут быть приведены лишь самые общие сведения.

Обратим прежде всего внимание на источники поступления элементов-примесей, пути и способы их переноса. В качестве исходной укажем ситуацию, когда источниками редкометальной минерализации углей (торфов) являются массивы горных пород, которые окружают бассейн седиментации и служат поставщиками кластического материала при формировании угленосной толщи. При этом металлы поступают в бассейн главным образом в растворенном и коллоидном состояниях вместе с поверхностными, грунтовыми водами. Конкретные проявления этой ситуации многообразны. Помимо геохимических особенностей самих элементов имеют значение состав пород области размыва, наличие и степень развития коры выветривания, близость или удаленность этой области от бассейна, режим движений, влияющий на интенсивность процессов денудации и активизацию гидродинамики среды. В целом рассмотренная модель в большей степени отвечает условиям накопления средних концентраций элементов.

Что касается способов и времени накопления редких элементов, отметим, что роль ОВ может быть прямой и косвенной. В первом случае ОВ как в исходных торфяниках, так и в самих углях играет роль различного типа геохимических барьеров (главным образом сорбционного и восстановительного), непосредственно связывая элементы путем сорбции и хемосорбции, образования металлоорганических соединений. В этом отношении в литературе используется понятие «концентрирующая функция ОВ» [398]. Ведущее значение в связывании элементов придается наиболее реакционно способным карбоксильным (COOH) и фенольно-гидроксильным (OH) функциональным группам в общей ароматической структуре гуминовых кислот, которые в свою очередь рассматриваются в качестве продуктов преобразования прежде всего лигнина и его производных [144].

Косвенный аспект влияния органики состоит в том, что создаваемые продуктами ее разложения (CO_2, H_2S, CH_4 и др.) определенные физико-химические условия среды (pH и Eh) могут способствовать накоплению элементов минеральным веществом углей (торфов) и образованию самостоятельных минералов. Это так называемая средообразующая функция ОВ. Так, в конкретных интервалах значений pH одни элементы переходят в осадок, другие остаются в растворе. Имеют значение катионная или анионная формы миграции элементов. В последнем случае проявляется роль окислительно-восстановительного потенциала среды (Eh), происходит изменение валентности элемента.

В целом накопление металлов в углях может отвечать во времени формированию исходных торфяников (сингенез), ранних бурых углей (диагенез), последующим стадиям углефикации (катагенез и метаморфизм углей), процессам окисления (гипергенез), а также быть в разной мере полистадийным. В литературе можно найти примеры каждого из этих вариантов, однако единого мнения о ведущей роли той или иной природы накопления элементов у исследователей нет. Все же преобладает представление, что фоновые и близкие к ним содержания элементов формируются главным образом на стадиях торфообразования и раннего диагенеза. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие наибольшего количества гуминовых и фульвокислот именно в торфе и в бурых углях. Хорошим доводом может служить нередко наблюдаемое послойное изменение содержания элементов в разрезе угольных пластов. Роль различных наложенных эпигенетических процессов в этих случаях оценивается невысоко.

Высокие и аномально высокие содержания во всех вариантах накопления обязаны своим существованием более интенсивному (или длительному) привносу металлов в торфяник или в угольный пласт. Подобная картина оруденений существенно сингенетической природы может быть обусловлена общим повышенным содержанием комплекса элементов либо даже наличием эндогенных рудопроявлений или месторождений в области размыва, ее непосредственной близостью к бассейну седиментации, хорошо развитой корой выветривания, а также проявлением субсинхронного вулканизма и связанной с ним поствулканической активизации термальных вод. Соответствующая эксгаляционно-осадочная природа германиевой минерализации некоторых современных торфяников и по аналогии ряда германий-угольных месторождений восточных районов России рассмотрена в работах [169, 170].

Один из изученных торфяников расположен в области современного вулканизма и приурочен к Налычевской депрессии восточной Камчатки. В торфянике фиксируются локальные аномально высокие содержания гер-

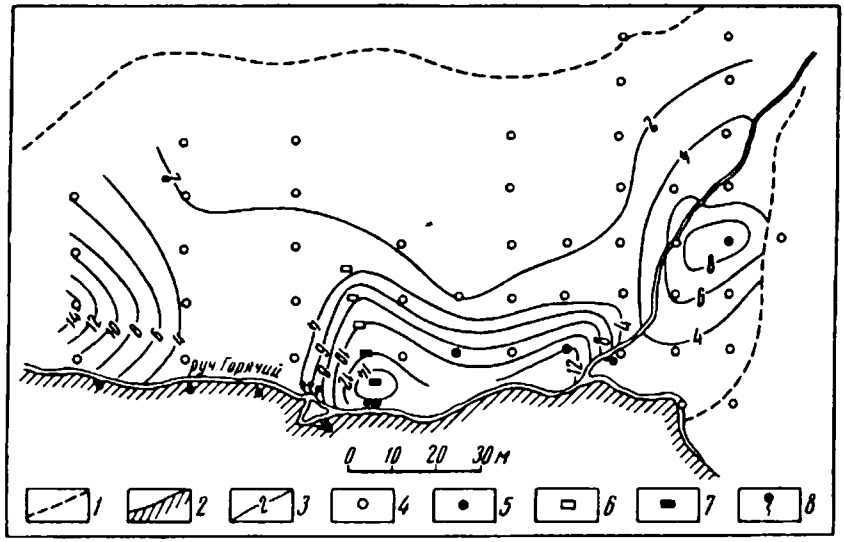


Рис. III.9. Распределение германия по площади торфяной залежи в районе источника Котел в Налычевской депрессии, Камчатка [169].

1 — граница торфяного болота; *2* — отложения горячих источников; *3* — изолинии содержания германия, г/т, в расчете на полную мощность торфяной залежи; *4* — скважины; *5* — то же, с повышенной (30—60 °С) температурой торфа в низах залежи; *6* — шурфы; *7* — то же, с повышенной температурой фильтрующих вод; *8* — выход горячих источников.

мания (рис. III.9). Максимальные значения в отдельных пробах достигают 220 г/т (в сухом торфе). Подобные концентрации связываются с поступлением в торфяник богатых германием термальных вод, которые в свою очередь обязаны своим возникновением поствулканическим процессам. Температура вод у выхода на поверхность около 60 °С, концентрация германия в них 0,028 мг/л. Германий сорбируется ОВ торфа. Для сравнения отметим, что обычные фоновые концентрации этого элемента в низинных торфяниках 0,1—1 г/т (в сухом веществе торфа)*. Обратим также внимание на концентрический характер изменения содержания элемента вокруг мест поступления в торфяник металлоносных растворов.

Как можно видеть, эксгаляционно-осадочная модель формирования аномально высоких концентраций германия в целом сингенетична этапу торфонакопления. Однако для металлов картина времени их накопления в общем случае сложнее и разнообразнее. Возможны все перечисленные условия, начиная от ведущей роли син-, диа- или эпигенеза до существенного вклада нескольких этапов накопления. Рудные концентрации преимущественно эпигенетической природы обусловлены чаще всего проявлением гидротерм, особенно в зонах повышенной трещиноватости, вблизи разрывных нарушений, а также связаны с окислением углей на выходах (инфильтрация). Подчеркнем, что разнообразие условий накопления рудных концентраций сочетается с узко локальным характером и общей редкостью их распространения.

---

* Более подробные сведения о металлоносности торфяников см. в работах Ф. Я. Сапрыкина и других.

III.1.3.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

Имеющиеся исследования и разработки касаются в основном урана и германия. Сведения об остальных элементах-примесях носят отрывочный характер. Сложность вопроса обусловлена также длительной закрытостью информации о редких металлах вообще и о присутствии их в углях в частности. Доступные публикации больше касаются геохимических и генетических аспектов и выглядят заметно скромнее при описании конкретных проявлений рудной минерализации и тем более месторождений.

При сравнительной оценке многих характеристик углей и условий их распространения в разнотипных бассейнах геологи-угольщики обычно анализируют геотектонические и палеогеографические обстановки, режим движений, возраст и условия залегания углей, их метаморфизм и др. Все это в той или иной мере отражается в понятиях генетического или геолого-промышленного типа бассейна. Существующие классификации угольных бассейнов как прежние (например, Г. А. Иванова, Г. Ф. Крашенинникова, Н. О. Погребнова), так и новые, построенные на геодинамической основе (классификация А. С. Тараканова), в целом указывают на различия типов бассейнов между собой и на известную близость их признаков в пределах каждого таксона.

В этом отношении металлоносность как одна из характеристик угольных бассейнов и месторождений также должна меняться в зависимости от их принадлежности к тому или иному типу. При этом более тесные корреляции следует ожидать с режимами и интенсивностью тектонических движений, палеогеографическими условиями в области размыва и в бассейне седиментации, условиями залегания и нарушенностью угольных пластов и вмещающих пород, степенью метаморфизма углей. Такие корреляции в ряде случаев действительно наблюдаются и учитываются, в частности при составлении карт металлоносности угольных бассейнов на территории России.

Между тем в данном случае традиционный подход недостаточен, поскольку сказывается влияние почти независимого от генетического типа бассейна фактора: уровня содержания элементов в области размыва и ее металлогенической специализации. О значении геохимических особенностей элементов, тонких различий в условиях их миграции и механизмах накопления говорилось выше. Конкретная картина металлоносности бассейна является суммарным результатом проявления и взаимосочетания всех названных условий. В общем с повышением степени концентрации металлов наблюдается сокращение числа бассейнов и месторождений, диапазона их типов, набора элементов, размеров зон и участков оруденения. Рассмотрим геологические условия металлоносности на двух уровнях концентрации: 1) кларковом и надкларковом; 2) высоком и аномально высоком (рудном).

Кларковые и надкларковые концентрации. Характерны наиболее полные наборы элементов, которые встречаются в углях почти каждого угольного бассейна, любого генетического типа и возраста, бурых и каменных. Различия определяются главным образом положением угольного бассейна или месторождения в конкретной металлогенетической провинции, концентрацией местного геохимического фона [249].

В общих рамках сходства характеристик металлоносности на рассматриваемом уровне прослеживается тенденция некоторого увеличения среднего содержания элементов в углях бассейнов и месторождений, формирование которых связано с различными вариантами относительно более подвижных

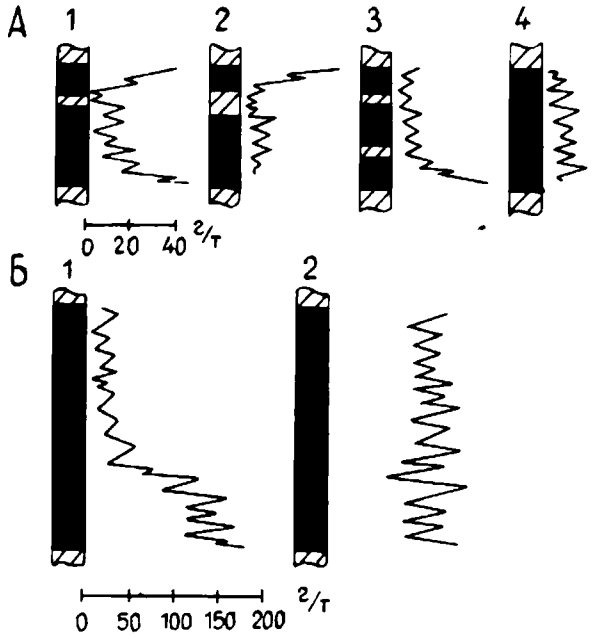


Рис. III.10. Распределение германия в разрезах угольных пластов [151].

А — пласты тонкие и средней мощности, фоновые содержания с разными вариантами обогащения слоев (*1*—*4*): *1* — прикровельных и припочвенных, *2* — прикровельных, *3* — припочвенных, *4* — с незакономерным распределением; *Б* — пласты с локально обогащенными (рудными) зонами (*1*, *2*): *1* — в нижней части разреза, *2* — по всей мощности пласта.

режимов движений в сочетании с условиями благоприятной металлогенической позиции. В качестве примера изменения содержания элементов в пределах крупных регионов могут служить данные о распределении целой серии металлов в углях Дальнего Востока [149].

Ряд характерных закономерностей выявлен в распределении элементов по разрезу и по площади угольных пластов в пределах отдельных бассейнов и месторождений. Угольный пласт, будучи слоистым образованием, представлен чередованием или только угольных слоев разного состава и зольности (простое строение), или слоев углей, углистых и безугольных пород (сложное строение). При этом каждый угольный слой отражает те или иные особенности формирования предшествующего торфяника со свойственными ему условиями водно-минерального питания, активностью водного режима, характеристикой среды, типом растительности и степенью разложения биомассы. Поэтому естественно, что и содержания элементов не остаются постоянными в разрезе пласта, а меняются от слоя к слою, что и фиксируется при детальном опробовании. На общем фоне послойных изменений для ряда элементов, и прежде всего германия, наблюдается сравнительно более высокое содержание его в приконтурных зонах: прикровельных, припочвенных и с внутрипластовыми породными прослоями (рис. III.10).

Эффект приконтурного обогащения трактуется по-разному. Его связывают с барьерной ролью контактных зон, небольшой скоростью роста торфяника в начальный и конечный этапы его формирования (увеличение длительности накопления элементов), рассматривают как частный случай послойных изменений содержания элементов. В случае высоких и особенно аномально высоких концентраций явления приконтурного обогащения теряют четкую выраженность. Такие концентрации прослеживаются на всю мощность либо на ту или иную часть разреза угольных пластов (рис. III.10).

Неоднородность морфологического облика угольного пласта на площади (зоны слитного, расслоенного, расщепленного строения разреза, различные типы размывов, тектоническая нарушенность), изменение петрографиче-

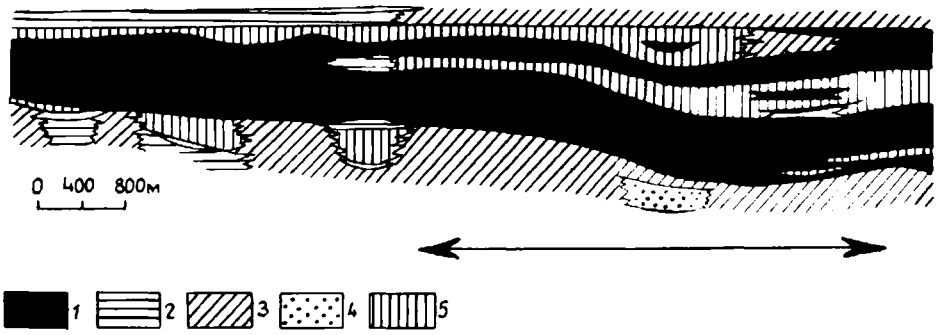


Рис. III.11. Изменение содержания металлов в углях пласта $i_3^в$ Восточного Донбасса в зависимости от геоморфологических условий древнего торфонакопления [144].

1 — уголь; *2* — аргиллит; *3* — алевролит; *4* — песчаник; *5* — углистый аргиллит. Стрелкой показана зона повышенного содержания металлов, отвечающая положению древнего низинного торфяника. Остальные пояснения даны в тексте.

ского состава углей и их зольности также связаны с соответствующей неоднородностью прежде всего условий формирования предшествующего торфяника и, следовательно, должны отражаться на характере и степени распространения редких металлов. Здесь, как и в разрезе, наблюдаются колебания их концентрации. Однако систематических данных, к сожалению, мало. Обратим внимание на результаты изучения нескольких угольных пластов Восточного Донбасса, свидетельствующие о повышении (в 5—10 раз) концентраций Ge, Be, Sc, Pb, Sn, Cr, V, Ga, Ni, Ti, Mo, I, Cu, Zr, Yb, Co, Ag, Zn на участках пластов, отвечающих торфяникам низинного типа, по сравнению с соседними зонами пластов, связанными с верховыми торфяниками [144]. При этом возрастают концентрации в углях серы (и их зольность), в золе CaO, степень разложения витринитовой основной массы (рис. III.11).

Высокие и аномально высокие концентрации. Относятся к категории редких и встречаются в отдельных типах угольных бассейнов и месторождений, приуроченных к определенным металлогеническим провинциям. По уровню содержания ряда элементов (германий, уран) это могут быть уже собственно промышленные рудные концентрации, и поэтому такие проявления относят к редкометально-угольным месторождениям. Для подобных месторождений также характерны широкие наборы элементов, однако высокие концентрации свойственны обычно ограниченному числу их. Среди них один — чаще главный, остальные — сопутствующие.

Высокие и тем более аномально высокие концентрации предполагают существование на отдельных участках месторождений и угольных пластов экстремальной ситуации повышенного привноса того или иного элемента в углеобразующий торфяник или сформировавшийся угольный пласт. Это обстоятельство реализуется различными вариантами сочетания благоприятных геологических условий, среди которых назовем еще раз: непосредственную близость источника и высокий уровень его фоновых содержаний металлов, длительный перерыв перед началом торфонакопления, развитие коры выветривания в породах фундамента и обрамляющей территории, проявление в регионе вулканической деятельности, длительность

накопления металлов. Здесь же надо подчеркнуть значение типа угленосного прогиба, режима и условий его формирования, степени нарушенности залегания углей и пород, развитие зон окисления и др.

Естественно для каждого элемента (или группы элементов) геологические критерии локализации месторождений неодинаковы и могут различаться, особенно в конкретных деталях. В отношении германия, например, к числу наиболее перспективных относятся [220]:

а) германий-угольные месторождения в районах развития эндогенных рудных узлов с относительно повышенным содержанием германия. Связаны с межгорными впадинами окраинных частей молодых платформ, с выходом фундамента на поверхность, развитой корой выветривания. Угли, как правило, бурые, их возраст мезозойско-кайнозойский. Форма рудных тел линзовидная, не связанная с фациальными особенностями углей. Оруденение возникает чаще на стадиях син- и эпигенеза, реже катагенеза. Сопутствующими элементами могут быть молибден, свинец, цинк, медь, ванадий, бериллий, вольфрам;

б) германий-угольные месторождения, связанные с вулканизмом. Приурочены к самостоятельным наложенным впадинам или краевым частям угольных бассейнов в областях тектоно-магматической активизации с проявлением вулканической деятельности (андезито-базальтоидный тип). Месторождения также большей частью буроугольные, мезозойско-кайнозойские. Рудные тела небольших размеров, форма линзовидная и неправильная в виде языков и пятен. В разрезах месторождений наблюдаются прослои вулканогенных пород, примесь вулканического материала в терригенных осадках, признаки преобразования пород (окремнение, карбонатизация). Оруденение связано большей частью с углями, но может распространиться и во вмещающих, чаще углистых породах (рис. III.12).

Преобладают сингенетичные гидротермально-осадочные руды, есть примеры проявления эпигенетического оруденения, а также месторождений полистадийного типа. Среди сопутствующих элементов отмечаются вольфрам, бериллий, уран, медь, бор, стронций, литий, тантал, ниобий, ртуть. К такому типу относится, например, Новиково-Майхинское месторождение на Сахалине. Многие конкретные особенности этих месторождений описаны в работах Ю. П. Костина с соавторами [169, 170]. Некоторые из таких особенностей показаны на рис. III.13. Обратим внимание на концентрический характер распространения германия на площади ряда месторождений, сходный с аналогичной картиной для упоминавшегося выше торфяника на востоке Камчатки (см. рис. III.9).

Для двух названных типов германий-угольных месторождений различия касаются в основном источника и способов привноса материала. Их признаки во многом совпадают. В частности, укажем на преобладающую роль бурых и реже ранних каменных углей, на мезозойско-кайнозойский возраст, на форму и размеры рудных тел. Характерна преимущественная связь этих месторождений с межгорными и предгорными впадинами типа грабенов и грабен-синклиналей в зонах активизации.

В роли основных типов угольных бассейнов с аномально высокими рудными концентрациями элементов В. Р. Клер называет бассейны и месторождения срединных массивов геосинклинальных областей, а также молодых платформ. При этом в качестве примеров им названы: в первом случае Буреинский бассейн, во втором — месторождения Забайкалья [151]. Воспользовавшись этими конкретными примерами, отметим, что, по Г. Ф. Крашенинникову, это соответственно внутренние прогибы гео-

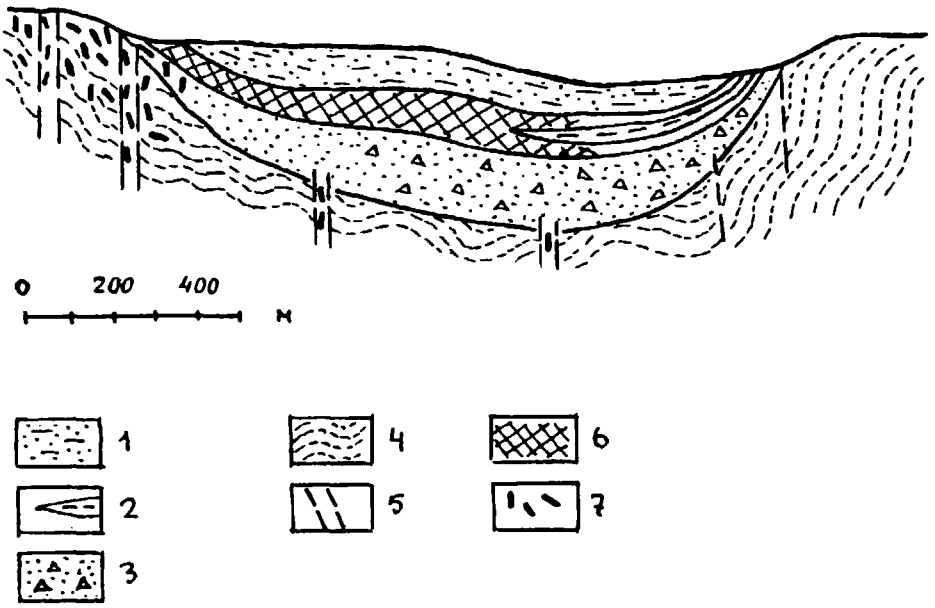


Рис. III.12. Схема германий-угольного месторождения, связанного с субсинхронным вулканизмом [220].

1—3 — терригенная угленосная толща (миоцен): *1* — верхняя часть: аргиллиты, песчаники, линзы угля, *2* — средняя часть: угольные пласты, аргиллиты, песчаники, *3* — нижняя часть: конгломераты, гравелиты, брекчии, линзы угля; *4* — терригенные породы фундамента (мезозой); *5* — зоны дробления; *6* — стратифицированное германиевое оруденение; *7* — германиевое оруденение в секущих зонах.

синклинальных областей и прогибы молодых подвижных платформ, по Н. О. Погребнову — наложенные прогибы орогенных зон и впадины окраинных областей платформ. В геодинамической классификации А. С. Тараканова — это варианты прогибов рифтогенного и частично орогенного типов. Наиболее характерными регионами распространения такого ро-

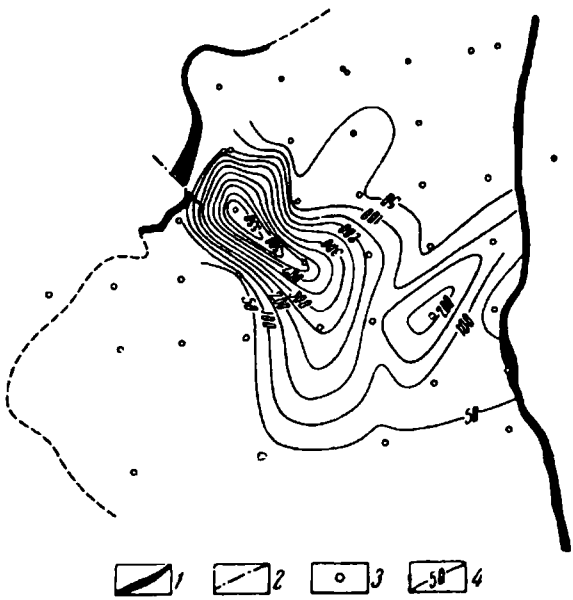


Рис. III.13. Пример месторождения с концентрическим характером распространения германия в угольных пластах [169].

1 — выход пласта под четвертичные отложения; *2* — разрывные нарушения; *3* — скважины; *4* — изолинии содержания германия в углях, усл. ед.

да месторождений на территории России являются Забайкалье, Хабаровский край, Приморье, Северо-Восток.

Признаки уран-угольных месторождений во многом сходны с приведенными выше характеристиками, хотя естественно есть и различия. Как правило, это также месторождения бурых и слабометаморфизованных каменных углей мезозойско-кайнозойского возраста. Близок и набор сопутствующих элементов: молибден, бериллий, германий, цинк, свинец, реже мышьяк, вольфрам, олово. Аналогична в общих чертах природа оруденений. Здесь выделяют месторождения седиментационные (связанные с торфяниками), диагенетические, эпигенетические (инфильтрационные), гипергенные и полистадийные. Рудные концентрации чаще связаны с зольными углями и углистыми породами [78].

В известной мере сходны и геологические позиции сравниваемых месторождений. Для урана во многих случаях также характерны области активизации движений. Месторождения приурочены к отдельным тектоническим впадинам или краевым частям угольных бассейнов внутриконтинентального типа в непосредственной близости от областей размыва с повышенным фоном содержаний урана и развитой корой выветривания по гранитоидам. Палеогеографически — это, как правило, межгорные и предгорные депрессии.

Заметим, что собственно уран-угольные месторождения в подобного рода обстановках входят в целое семейство близких и нередко сопряженных во времени и на площади урановых оруденений, связанных с углеродсодержащими сероцветными обломочными отложениями пролювиально-аллювиальных (в том числе, русловых), дельтовых, озерных и озерно-болотных фаций. В отличие от германий-угольных, месторождения ураноносных углей не относятся в условиях России к категории главных источников получения этого элемента и в целом уступают другим месторождениям урана, связанным с указанными обломочными, а также битуминозными отложениями, древними комплексами осадочно-метаморфических пород.

III.1.3.5. СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ

Прежде всего интерес представляют оценки промышленной и потенциально-промышленной значимости редкометального оруденения ископаемых углей. Это вопросы исключительной сложности, поскольку требуют при их решении полной информации не только о характере и масштабах распространения металлов в углях, но и о положении каждого из них на отечественном и мировом рынке, состоянии спроса и предложения, а также о возможностях технологии извлечения. Естественно, что в данном случае речь может идти о самых общих характеристиках.

В соответствии со сложившейся к 70—80-м годам ситуацией в минерально-сырьевой базе страны реальная роль углей как поставщиков редких элементов, за исключением германия и урана, оценивалась очень скромно. Большинство редких элементов до последнего времени из углей не добывалось, что объясняется множеством причин (недостаточная изученность, малые концентрации, неразработанность технологии и др.). В небольших количествах вместе с германием извлекался галлий. Рассматривался вопрос о попутном получении молибдена, свинца, цинка, вольфрама. Выяснялись предпосылки возможного извлечения рения, селена, ртути, бериллия [150, 151].

Между тем в 90-х годах положение изменилось. В России оказались в дефиците или серьезно ограниченны ресурсы целого ряда редких элементов [330]. Восполнение этих ресурсов — важная задача геологической службы страны. Отсюда следует, что целесообразно пересмотреть сложившиеся в прежних условиях оценки металлоносности углей.

В числе промышленно важных остаются германий и уран. На ряде месторождений в эту категорию может быть переведена часть элементов, ранее относившихся к потенциально ценным (например, молибден, вольфрам, рений, селен). Актуальными в нынешней ситуации являются редкие земли, благородные металлы.

Применительно к черным и цветным металлам, как известно, существуют и периодически корректируются классификации или группировки геолого-промышленных типов месторождений, в которых помимо обычных приведены важные для сравнительной оценки данные о роли каждого таксона в ресурсах или разведанных запасах, а также о доле в общей добыче в пределах страны и в мире в целом. Подобного рода характеристики полезны и для редких металлов или их групп, в том числе при оценке углей как носителей этих металлов. Такие сопоставления в настоящий момент возможны лишь для германия и урана, да и то не в полном виде из-за отсутствия многих нужных сведений и цифровых данных. В частности, имеющиеся данные показывают, что месторождения германия и проявления его многочисленны и разнообразны по природе, существенно неодинаковы по содержанию металла, масштабам рудной минерализации. Среди них известны следующие типы: плутоногенные сульфидные гидротермальные; вулканогенные и вулканогенно-осадочные (в том числе, сульфидные гидротермальные, медно-колчеданные, полиметаллические стратиформные, железорудные); метаморфогенные (железистые кварциты); угольные и торфяные [220].

В общем случае месторождения германиеносных углей заметно уступают лишь двум крупнейшим месторождениям гидротермальных сульфидных руд на Африканском континенте: Тсумеб (Намибия) и Кипуши (Заир). Известную конкуренцию углям составляют стратиформные полиметаллические месторождения. Между тем в отдельных странах число промышленных типов месторождений ограниченно. В условиях России, как отмечалось, ведущим поставщиком германия служат ископаемые угли. Можно назвать три основных геолого-промышленных типа таких месторождений [151, 220].

Первый тип — отдельные угольные месторождения в пределах бассейнов складчатых областей (например, Донецкий, Кизеловский). Интерес представляют каменные угли средних рангов зрелости, пригодные для коксования. Это — стабильный источник попутного получения германия в коксохимическом производстве. Содержание металла в углях — десятки—первые сотни граммов на тонну.

Второй и третий типы отвечают рассмотренным выше германий-угольным месторождениям тектонических впадин в условиях молодых платформ, в том числе в областях тектоно-магматической активизации и проявления субсинхронного вулканизма. Угли чаще всего бурые. В единичных случаях — это самостоятельные объекты разработки. Однако чаще германий является попутным продуктом при сжигании углей на ТЭС. Концентрация металла в угле — сотни-тысячи граммов на тонну.

В последние десятилетия германий стал терять былое значение как сырье для полупроводников. Для этих целей более удобным в ряде случаев

оказался кремний. Однако германий начинает находить применение в биогеохимии и медицине. Установлены присутствие его во многих лекарственных растениях, а также способность германия оказывать противоопухолевое, антисептическое действие [59].

Помимо промышленной ценности редкометальной минерализации углей, не меньшее, а для некоторых элементов большее значение имеют характеристики их токсичности. Кроме серы, это — прежде всего мышьяк, ртуть, свинец, бериллий. По существу, промышленные и экологические аспекты изучения и оценки металлоносности углей неразрывно связаны между собой. В наибольшей степени это относится к углям с повышенными содержаниями вредных компонентов. При этом серьезные требования выдвигаются как по санитарным, так и по технологическим причинам [150, 151].

Глава III.2. ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИЕ БАССЕЙНЫ

III.2.1. Галогенсодержащие бассейны как объект геодинамического и минерагенического анализа

Галогенсодержащими осадочными бассейнами, или *галогенсодержащими бассейнами*, мы называем осадочные бассейны, содержащие в своем разрезе одну либо более галогенных формаций. Наличие этих формаций является типоморфной особенностью данной группы бассейнов, отличающей их от всех других разновидностей. Таким образом, галогенсодержащие бассейны представляют собой стратифицированные осадочно-породные тела, вмещающие галогенные формации и отвечающие осадочному (иногда вулканогенно-осадочному) выполнению депрессионных палеоструктур. К *галогенным формациям* относятся осадочные тела ранга формаций, сложенные парагенетически взаимосвязанными галогенными и негалогенными составляющими при содержании первых от 10—20 % и более [131, 272, 281, 342].

Галогенсодержащие объекты, объем которых не уточняется, будем обозначать терминами свободного пользования: *галогенсодержащие осадочные тела, галогенсодержащие комплексы, галогенные комплексы и толщи*. Несколько замечаний о самом термине *галогенные* и его производных, используемых в работе. Термин *галогенные отложения* (от греч. hals — соль) в соответствии с наиболее принятым в отечественной литературе определением [131, 342] объединяет относительно легко растворимые хемогенные соединения осадочных толщ, начиная с сульфатов кальция и кончая наиболее растворимыми хлоридами, сульфатами, карбонатами и нитратами K, Mg, Na, Ca. Резко повышенная (до очень высокой) растворимость является типоморфным свойством галогенных соединений.

В соответствии с минералогической классификацией А. Г. Бетехтина галогенные соединения относятся к двум большим группам: 1) галогениды (или галоидные соли), объединяющие соединения катионов металлов с Cl, F, Br и I; 2) соли кислородных кислот, куда входят соединения тех же катионов с комплексными анионами, содержащими кислород (SO_4, NO_3, CO_3, BO_3 и др.). Из большого числа солевых соединений этих двух групп к собственно галогенным ныне принято относить лишь основные породообразователи природных соляных тел: хлоридные, сульфатные, кар-

Таблица III.5

Породообразующие минералы природных солей и их распространенность в галогенных комплексах разных геохимических типов

Группа	Класс	Подкласс	Минерал, формула	Сульфатно-кальциевый (1)	Хлоридно-натриевый (2)	Хлоридно-калиевый (3)	Сульфатно-калиевый (4)	Сульфатно-натриевый (5)	Карбонатно-натриевый (содовый) (6)	Нитратно-калиево-натриевый (7)
Галогениды	Хлориды	Натриевые хлориды	Галит $NaCl$	—	××	×	×	×	×	×
		Магниево-калиевые хлориды	Сильвин KCl	—	—	××	×	+	—	—
			Карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	—	—	××	×	(+)	—	—
			Бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$	—	—	××	×	—	—	—
			Тахгидрит $CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$	—	—	××	—	—	—	—
Кислородные соли	Сульфаты	Кальциевые сульфаты	Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	××	+	(+)	(+)	×	—	×
			Ангидрит $CaSO_4$	××	×	×	×	(+)	—	—
		Магниево-калиевые сульфаты	Полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$	—	—	—	××	×	—	—
			Каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	—	—	—	××	(+)	—	—
			Лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	—	—	—	××	+	—	—
			Кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$	—	—	—	××	+	—	—
			Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	—	—	—	××	+	—	—
		Натриевые сульфаты	Тенардит Na_2SO_4	—	—	—	(+)	××	+	+
			Мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	—	—	—	(+)	××	×	—
			Глауберит $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$	—	—	—	(+)	××	—	+
			Астраханит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	—	—	—	+	××	—	+
			Глазерит $Na_2SO_4 \cdot 3K_2SO_4$	—	—	—	(+)	××	+	—
	Карбонаты	Натриевые карбонаты	Трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$	—	—	—	—	—	××	—
			Нахколит $NaHCO_3$	—	—	—	—	—	××	—
			Натрон (природная сода) $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	—	—	—	—	—	××	—
			Нортупит $Na_2CO_3 \cdot MgCO_3 \cdot NaCl$	—	—	—	—	—	+	—
			Шортит $Na_2CO_3 \cdot 2CaCO_3$	—	—	—	—	—	+	—
			Гейлюссит $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$	—	—	—	—	—	××	—
			Давсонит $NaAlCO_3(OH)_2$	—	—	—	—	—	+	—
			Ганксит $2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4 \cdot KCl$	—	—	—	—	—	+	—
		Кальциево-магниевые карбонаты	Магнезит $MgCO_3$	(+)	(+)	+	+	+	+	+
			Доломит $CaMg(CO_3)_2$	×	×	+	×	×	×	—
	Нитраты	Калиево-натриевые нитраты	Натриевая (чилийская) селитра $NaNO_3$	—	—	—	—	—	—	××
			Калиевая селитра KNO_3	—	—	—	—	—	—	××

Примечания. Разделение минералов смешанного катионного или анионного состава на классы и подклассы проведено по характерным катионам и анионам.
1 - распространенность минералов в разных геохимических типах природных галогенных комплексов: а - типоморфные, б - широко распространенные, в - локальные, г - редкие, д - не характерные; 2 - подклассы минералов, типоморфные для геохимических типов.

××	×	+	( )	—	1	2
а	б	в	г	д		

бонатные и очень редкие нитратные соединения Na, K, Ca и Mg (табл. III.5). По растворимости большинство этих соединений весьма близки между собой (100—500 г/л, иногда несколько больше), что в сочетании с повышенным содержанием солеобразующих ионов в природных подземных и поверхностных водах определяет широкую распространенность их природных парагенезисов. Значительно более низкая растворимость характерна

лишь для сульфатов кальция (2,09 г/л) и карбонатов магния (1,2 г/л), с чем связано несколько особое положение ангидрита, гипса, магнезита и доломита, вопрос об отнесении (или неотнесении) которых к сообществу собственно солей решается неоднозначно. Бромиды из-за высокой растворимости присутствуют лишь в виде изоморфной примеси в составе хлоридных солей.

Ряд других соединений, входящих в обе рассматриваемые группы, чаще не относятся к собственно галогенным, хотя нередко (но далеко не всегда) также сопутствуют галогенным телам. Главные из них — сульфаты Ba и Sr (барит, целестин), фториды Ca, реже Mg (флюорит, селлаит), а также многие бораты.

Следует заметить, что термин «галогенный» имеет существенный недостаток: наличие у него общего корня «гал» с терминами «галогениды», «галоидные соединения» (относящимися строго к соединениям группы элементов-галогенов: F, Cl, Br, I), а также «галит». Созвучность всех названных терминов нередко приводит к их отождествлению, особенно в неспециальной литературе, что неверно. Тем не менее надо признать, что какой-либо более удачный термин в настоящее время отсутствует. Термин *галолиты*, предложенный Л. В. Пустоваловым в качестве собирательного наименования легкорастворимых соляных пород, исключая сульфаты кальция, не получил распространения среди геологов-солевиков.

Термины *эвапоритовые отложения*, *эвапориты*, также довольно широко распространенные в литературе, особенно в зарубежной, мы, как уже отмечалось [281], стараемся не использовать, поскольку они являются однозначно генетическими, точнее, моногенетическими. Они происходят от латинского evaporo — испарять — и производных от него терминов evaporites или evaporite deposits, которыми называют отложения, возникшие исключительно эвапоритовым, т. е. испарительным, путем. Соответственно по отношению к тем галогенным породам, которые имеют иную генетическую природу, данные термины не должны быть использованы. Между тем возможность широкомасштабного накопления галогенных отложений в результате реализации совсем других — не испарительных — механизмов (таких, как смешение рассолов, в том числе в глубоководных обстановках, перепады физико-химических параметров среды, переотложение и др.) к настоящему времени установлена вполне определенно [20, 120]. Называть все такого рода образования эвапоритовыми некорректно. Таким образом, термин «эвапориты» не охватывает всего объема рассматриваемой совокупности пород. Только по этой причине он и не будет использован в настоящей работе.

Термины *галогенез*, *галогенная седиментация* обозначают процессы накопления галогенных осадков. Производные от них понятия — *бассейн галогенеза*, *бассейн галогенной седиментации* — не являются синонимами термина «галогенсодержащий осадочный бассейн». Если последний, как уже отмечено, относится к галогенсодержащему осадочному *телу*, то первые — к *водоему* (или к *палеоводоему*), т. е. к той еще не заполненной осадками седиментационной емкости, ванне, в которой происходит (или происходил в прошлом) процесс накопления галогенного материала.

Выделение галогенсодержащих бассейнов в самостоятельный тип осадочных бассейнов и в самостоятельный объект геодинамического и минерагенического анализа не случаен. Разработка методов геодинамического анализа вообще и литогеодинамического анализа осадочных бассейнов в

особенности настоятельно требует расширения набора комплексов, несущих геодинамическую информацию и способных выполнять роль комплексов-индикаторов для диагностики геодинамических обстановок и событий прошлого. Галогенные формации ныне широко используются как индикаторы палеоклимата и в качестве таковых участвуют в геодинамических реконструкциях. Что же касается собственно геодинамических аспектов галогенеза, то они, как правило, остаются вне поля зрения исследователей. Между тем отечественный и зарубежный фактический материал вполне однозначно, на наш взгляд, свидетельствует, что связи между галогенными формациями и геодинамическими обстановками не просто существуют, но носят устойчивый характер. Это обстоятельство явилось одной из первопричин особого внимания к галогенсодержащим бассейнам. Кроме того, имеется целый ряд специфических особенностей таких бассейнов, отличающих их от осадочных тел других типов и определяющих их внутреннее единство, литологическую и минерагеническую специализацию и большую генетическую значимость. Перечислим главные особенности, часть которых и составит предмет дальнейшего анализа.

1. Для многих галогенсодержащих бассейнов обычным является присутствие в разрезе не одной, а двух-трех галогенных формаций, образующих закономерные вертикальные последовательности — ряды. При этом осадочные комплексы, разделяющие, подстилающие и перекрывающие галогенные формации, нередко также содержат то или иное количество галогенного материала в виде стратифицированных выделений и секущих жил, а залегающие над мощными галогенными толщами, как правило, пронизаны сетью соляных диапиров. В результате галогенсодержащие бассейны во всем объеме характеризуются чрезвычайно высокой насыщенностью галогенным материалом и, кроме того, рассолами высочайших концентраций и в целом представляют собой гигантские соленасыщенные линзы. Эта особенность является их общей типоморфной чертой. Она резко отличает галогенсодержащие бассейны от всех других осадочных тел (и прежде всего, от угленосных), обычно не содержащих ни галогенных формаций, ни сколько-нибудь значительных концентраций рассеянного галогенного материала, ни столь высоко концентрированных рассолов.

2. В составе большинства галогенсодержащих осадочных тел имеется ряд биогенных и биохемогенных комплексов (биогермных, строматолитовых, углеродистых, доломитовых и др.), тесно и устойчиво ассоциирующих с собственно галогенными и связанных с ними парагенетически [20, 168, 310, 415]. Именно эти комплексы являются основными рудолокализующими. Все вместе они формируют закономерно построенные целостные рудоносные биогенно-хемогенные системы, локализующиеся вокруг галогенных депоцентров. Для галогенных формаций характерны сочетания галогенных и биохемогенных парагенераций, для галогенсодержащих бассейнов — сочетания формаций. Наличие таких связей является веским аргументом в пользу внутреннего единства галогенсодержащих бассейнов как целостных систем.

3. Соляные комплексы отличаются от других осадочных образований подвижностью, способностью к диапиризму и перемещению на более высокие гипсометрические уровни. Это их свойство имеет ряд важных следствий. В частности, оно оказывает влияние на многие особенности как перекрывающих отложений, так и самих солей. Так, рост соляных структур, синхронный накоплению перекрывающих отложений, определяет резкие колебания седиментационных мощностей последних, их фациальную не-

устойчивость, порой саму возможность их образования, а в последующем вызывает значительную нарушенность. Важно, что рост диапиров (а значит, и их влияние на седиментационные процессы) начинается в осадочных бассейнах, еще не завершивших формирования в данной геодинамической обстановке (например, в бассейнах Красного, Средиземного морей, Персидского залива и др.). В то же время сами соли в результате этой своей особенности имеют пластовое залегание лишь при ограниченной мощности. В большинстве крупных бассейнов мира для них характерна резкая нарушенность солянокупольной тектоникой, при которой значительная часть их массы вынесена из пластов, мощность которых сокращена, вплоть до полного пережима.

Еще более однозначна судьба солей при воздействии тектонических напряжений: основная их масса обречена на «эмиграцию» из вмещающих комплексов. В итоге мощные соляные толщи по существу не способны сохраниться на месте образования ни при значительном погружении, ни тем более при попадании в тектонически активные обстановки. Но этим же определяются и разнообразные геологические следствия перемещения соляных масс: структурообразование и формирование нефтегазовых залежей, экспансия в иные типы отложений и участие в их преобразовании, разгрузка в седиментационные обстановки и влияние на химический состав осадочного породо- и рудообразования и т. д. В результате с проблемой галокинеза и соляной тектоники связан целый спектр важнейших теоретических и практических вопросов, в том числе узловых проблем нефтяной геологии, палеогидрогеологии, седиментологии, экзогенной минерагении.

4. Для галогенных формаций характерен особый крупномасштабный тип продуктивности: полезными компонентами являются почти все соединения природных солей (поваренная соль, сода, хлориды и сульфаты K, Mg, Na и т. д.), т. е. целые толщи и мощные слои пород. Кроме того, установлены их значительные рудно-геохимические отличия от безгалогенных осадочных тел. Особое значение имеет ассоциация с ними полезных ископаемых двух групп: а) твердых руд разного типа (стратиформные свинцово-цинковые, медистые песчаники и сланцы, барит, целестин, сера самородная и др.); б) жидких и газообразных (рассолы, нефти, природные газы), существенно отличающихся по составу от своих аналогов, заключенных в других типах осадочных комплексов, в том числе по набору важных микрокомпонентов.

5. Чрезвычайно высокая химическая активность и подвижность солей и рассолов, все возрастающее число свидетельств их участия в современных и древних рудообразующих системах, широкий спектр минерагенических связей — все это позволяет относить их к числу активнейших рудообразующих факторов, особенно важных для осадочных (авулканогенных) систем. Благодаря этому вопрос об участии в рудообразовании галогенных компонентов стал ныне отправным моментом многих генетических моделей, а проблемы генезиса и условий образования стратиформных руд цветных и редких металлов, серных руд, нефти и газа, рассолов тесно переплелись с проблемами соляной геологии.

Следует, наконец, учитывать масштабность рассматриваемых образований: при мощности сульфатно-соляных толщ, измеряемой сотнями, а иногда и первыми тысячами метров (что составляет 10—30 % и даже более от общей мощности вмещающих их осадочных комплексов), они имеют широчайшее площадное распространение в осадочном чехле. Так, в границах бывшего СССР площади, где в разрезе имеются галогенные

формации, составляют около 52 % всей территории, покрытой осадочным чехлом, и около 30 % всей суши. Широки ареалы распространения солей в осадочных разрезах и под акваториями морей и океанических окраин.

Все сказанное убеждает в своеобразии и целостности галогенсодержащих осадочных тел, в правомерности их выделения в качестве самостоятельного типа бассейнов, в важности их специального геодинамического и минерагенического анализа. Задачам этого анализа наиболее соответствуют упрощенные и формализованные варианты типизации и характеристики галогенсодержащих тел. Имеющийся в литературе материал чаще носит описательный, несистематизированный характер. Поэтому ниже приведена типизация ранжированных галогенсодержащих комплексов по трем главным параметрам: вещественным, структурным, фациально-ландшафтным, а затем рассматриваются их литолого-фациальные модели, которые послужат основой дальнейшего геодинамического и минерагенического анализа.

В работе использован обширный фактический и интерпретационный материал по геологии галогенных отложений [62, 81, 120, 252, 253, 272, 273, 325, 342, 464], а также результаты многочисленных региональных исследований, характеризующих конкретные формации (для территории бывшего СССР они обобщены в работе [281], где приведена также и обширная библиография).

III.2.2. Структурно-вещественная типизация

Объектами геодинамического и минерагенического анализов могут служить галогенсодержащие тела в основном двух рангов. Первый — галогенные формации, состоящие из взаимосвязанных галогенных и негалогенных комплексов (парагенезаций); они соответствуют отдельным фазам геодинамического развития. Второй — галогенсодержащие бассейны — направленные ряды галогенных и негалогенных формаций, в целом представляющие собой осадочные эквиваленты элементарных геодинамических обстановок депрессионного типа. Для галогенсодержащих тел каждого ранга основными параметрами являются: состав; структура; фациально-ландшафтные обстановки формирования.

Состав галогенсодержащих тел. Его определяют две группы компонентов: 1) собственно галогенные и 2) негалогенные; а среди негалогенных — две подгруппы: биохемогенные, синседиментационные галогенным, формирующие с ними устойчивые парагенезисы, и «фоновые» — терригенные, карбонатные и т. д. Среди негалогенных компонентов биохемогенные являются основными по значимости, а фоновые — чаще всего по мощности.

Принципы типизации по составу *галогенных компонентов* несколько отличаются от принятых для большинства других групп осадочных образований [16, 114, 165, 238, 272]. В качестве типопределяющих обычно выступают компоненты, представляющие в рассматриваемом типе наиболее полное выражение галогенеза и характеризующие его определенную геохимическую разновидность. При этом данные компоненты вовсе не обязательно преобладают количественно. Именно последнее обстоятельство отличает классификацию галогенных комплексов от классификаций большинства неспециализированных осадочных образований, базирующихся в первую очередь именно на количественных показателях. В итоге выделено семь геохимических типов (табл. III.5). В первом типе — сульфатно-каль-

циевом — из галогенных компонентов присутствуют лишь сульфатно-кальциевые, которые и являются типоморфными. Во втором — хлоридно-натриевом (галититовом) — к ним добавляются, становясь типоморфными, галититовые. В третьем — хлоридно-калиевом — к перечисленным компонентам прибавляются, также становясь типоморфными, хлоридные соли K и Mg, иногда Ca, чаще всего сильвин-карналлитовые, реже бишофитовые, а иногда тахгидритовые. Используемое наименование типа — сокращенное, точнее его называть хлоридно-магнийево-калиевым. В четвертом типе — сульфатно-калиевом — к компонентам, присутствующим в третьем типе, добавляются сульфатные и сложные хлоридно-сульфатные двойные и тройные соли Mg, K, реже Ca. Полное наименование типа — хлоридно-сульфатный магниево-калиевый. В пятом типе — сульфатно-натриевом, как и в предыдущих, присутствуют ангидрит-гипсовые и галититовые компоненты, а также менее характерные калиево-магниевые хлориды и сульфаты, к которым добавляются типоморфные существенно натриевые сульфатные соли: собственно натриевые, кальциево-натриевые, магниево-натриевые. Шестой тип — карбонатно-натриевый (содовый) — единственный (кроме нитратного), не содержащий сульфатно-кальциевых компонентов. Включает в себя почти всегда галититы в сочетании с типоморфными карбонатными или гидрокарбонатными солями натрия, а также двойными карбонатными, реже хлоридными или сульфатными солями Ca, Mg, Al, редко K. Седьмой тип, очень редкий, — нитратный калиево-натриевый.

Типизация по составу фоновых *негалогенных компонентов* включает в себя подтипы: 1) карбонатный (известняковый, доломитный); 2) глинисто-карбонатный (мергельный); 3) терригенно-карбонатный; 4) глинистый; 5) терригенный. Определение подтипов из-за сложности и изменчивости состава негалогенных компонентов имеет ориентировочный характер.

Выделен ряд разновидностей, определяемых содержанием биохемогенных комплексов (биогермных, высокоуглеродистых и др.), а также обогащенных вулканогенным материалом.

Вещественная классификация галогенных формаций, учитывающая состав одновременно галогенных и негалогенных комплексов, оправдала себя при типизации и картировании галогенных формаций территории бывшего СССР [281].

Вещественная типизация галогенсодержащих тел ранга бассейнов может быть произведена по тем же показателям, т. е. по составу галогенных и негалогенных составляющих, но уже ранга формаций. В качестве типоморфных при этом выступают геохимические типы формаций с наиболее полно выраженным галогенезом. Соответственно бассейны, содержащие в своем разрезе формации лишь сульфатно-кальциевого типа, относятся к сульфатно-кальциевому типу, содержащие также и галититовые (даже в ограниченном количестве) — к хлоридно-натриевому и т. д. Определение подтипов бассейнов по наборам негалогенных формаций, связанных с галогенными в единых осадочных бассейнах, носит еще более ориентировочный характер, чем подтипов формаций. Иногда удобно также выделять разновидности по наличию и масштабному проявлению среди ассоциирующих негалогенных формаций рифогенных, углеродистых, красноцветных, вулканогенных или их сочетаний.

Структура галогенсодержащих тел. У тел разных рангов имеет свои характерные особенности. Для галогенных формаций она определяется следующими показателями [20]: 1) разнопорядковой цикличностью;

2) строением элементарных седиментационных макроциклов, особенно их латеральной зональностью; 3) характером сопряжения между макроциклами — их трансгрессивно-регрессивной направленностью, наличием разделяющих их пород фоновой седиментации, перерывов и т. д.

Цикличность отчетливо выражена у большинства галогенных формаций [281]. Прослеживаются циклы трех-четырех порядков. Циклы I порядка — макроциклы — имеют мощность от сотен—тысячи метров и более в соленосных формациях до десятков—первых сотен метров в сульфатно-кальцисвых. Мощность циклов каждого следующего порядка в 5—10 раз меньше предыдущего. *Макроциклы* являются основной структурной единицей формаций, передающей главные черты их состава и внутреннего строения. Каждый макроцикл представлен двумя основными членами: верхним — существенно галогенным — и нижним — негалогенным. Состав первого в значительной мере соотносится с типом галогенной формации, второго — с ее подтипом. Оба члена макроцикла характеризуются зональным строением, причем зональность обнаруживает отчетливо фациальную природу. Фациальные особенности макроциклов, а также некоторые черты их сопряжения в полициклических формациях имеют очень большое значение и будут рассмотрены ниже.

У галогенсодержащих бассейнов структура определяется, во-первых, числом галогенных формаций, в разрезе; во-вторых, их соотношением с одновозрастными негалогенными формациями на каждом уровне галогенеза; в-третьих, направленностью эволюции вертикальных рядов как галогенных формаций, так и разделяющих их негалогенных.

III.2.3. Литолого-фациальная типизация

В литературе неоднократно обсуждался вопрос о связях между особенностями галогенных формаций и их частей, с одной стороны, и типами седиментационных палеобассейнов и их отдельных фациальных подразделений — с другой [114, 238, 264, 342, 403]. Показано, что значительные изменения в галогенных формациях отвечают фациально-ландшафтным границам, а внутри этих границ их особенности близки. В ряду «галогенсодержащие комплексы — фациально-ландшафтные показатели — геодинамические палеообстановки» фациально-ландшафтные показатели могут служить связующими звеньями при выявлении взаимоотношений между вещественными и геодинамическими подразделениями. Поэтому создание литолого-фациальных моделей, объединяющих два первых звена, должно стать составной частью литогеодинамического анализа. Кроме того, оно существенно и для минерагенического анализа: у большинства рудных компонентов, ассоциирующих с галогенными комплексами, как правило, наиболее изучены именно их фациальные связи. Учитывая важность и ограниченную разработанность вопроса, остановимся на нем подробнее. Предварительно необходимо отметить некоторые характерные особенности самих водоемов, в которых происходит (или не происходит) галогенная седиментация.

III.2.3.1. СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ БАССЕЙНЫ И ФАЦИАЛЬНО-ЛАНДШАФТНЫЕ ОБСТАНОВКИ ГАЛОГЕНЕЗА

Фациально-ландшафтная характеристика обстановок базируется на двух сопряженных показателях: 1) типы седиментационных бассейнов и 2) внутрибассейновые фациально-ландшафтные обстановки и их зональ-

ность, имеющая особенно большое значение при анализе крупных морских бассейнов. Соотношение этих двух показателей отражено в табл. III.6 (см. вкладку в конце книги). В ее левой части приведена классификация седиментационных бассейнов, а в правой (сверху) — фациально-ландшафтных обстановок.

Классификация седиментационных бассейнов (водоемов) галогенеза была впервые разработана Н. М. Страховым [342] и ныне используется в палеогеографических реконструкциях. Для того чтобы классификация полнее соответствовала задачам геодинамического анализа, мы взяли за основу несколько более общий вариант типизации водоемов по физико-географическим параметрам, т. е. прежде всего в зависимости от расположения по отношению к континентальной суше, степени изоляции, глубине и морфологии дна (Ю. М. Шокальский, О. К. Леонтьев). По принципам она близка морфоструктурным классификациям (И. П. Герасимов, В. М. Литвин и др.), которые имеют вполне определенный тектонический (геодинамический) смысл и служат базой для плитно-тектонических построений. Поэтому рассматриваемая классификация в целом удовлетворяет и задачам геодинамического анализа. Вместе с тем следует сразу заметить, что деление морских бассейнов по этой классификации не совпадает с некоторыми из тектонических классификаций, использующих иные принципы, но ту же терминологию. Так, Л. Э. Левин [186], подразделяя моря на окраинные и внутренние, придает этим терминам иной смысл, имея в виду окраинное или внутреннее положение их по отношению к границам подвижных тектонических поясов, а не континентальной суши.

Бассейны (водоемы) делятся на морские, лагунные и озерные. Среди *морских бассейнов* выделяются моря внутренние (внутриматериковые, средиземные), окраинные (краевые), окраинно-океанические бассейны и собственно океаны. К внутренним относятся моря, глубоко вдающиеся в материк, окруженные материковой сушей и ограниченно связанные с океаном (или соседними морями) одним или несколькими проливами (например, Красное, Средиземное, Черное с Азовским, Балтийское и др.). К окраинным относятся моря, расположенные между материками и океанами, обычно отделенные от океанов только островами, полуостровами или подводными возвышенностями (например, Японское, Южно-Китайское и др.). Особую группу образуют окраинно-океанические открытые бассейны, непосредственно открывающиеся в океан (Восточно-Сибирский и др.), иногда они называются заливами (Бенгальский и др.). Собственно *океаны* являются наиболее открытой областью седиментации, где влияние континентов сказывается в наименьшей степени.

Термин *лагунный бассейн* требует пояснения. В настоящее время в работах, касающихся геологии солей, а иногда и ряда других проблем, этот термин используется в двух разных значениях: физико-географическом и физико-химическом. В соответствии с первым в группу лагунных (s. l.) бассейнов объединяются разнообразные типы небольших приморских бассейнов [лиманы, небольшие заливы, собственно лагуны (лагуны s. str.), озера], расположенных в прибрежных областях, часто пространственно связанных между собой взаимопереходами и сменяющих друг друга во времени. Во втором значении тот же термин нередко, особенно в неспециальной литературе, используется по отношению к осолоненным и солеродным бассейнам, чаще палеобассейнам, различных (любых) физико-географических и морфологических типов, т. е. по существу как синоним терминов «палеобассейн повышенной солености» или «палеообстановка

соленакопления». Само наличие галогенных отложений служит при этом основанием для наименования палеообстановки «лагунной», даже если показано, что это был морской или озерный водоем.

Нежелательность такого толкования термина отмечал еще Н. М. Страхов [342]. Проблема осложняется тем, что нередко при этом актуалистическим эталоном «лагунных» (т. е. солеродных) палеообстановок считается зал. Кара-Богаз-Гол, а потому все его морфологические и гидрологические особенности иногда явно или неявно переносятся на исследуемый солеродный палеобассейн любого типа, что совершенно неверно. Мы сохраняем за термином «лагунные бассейны» лишь одно значение — физико-географическое.

Среди *озерных водоемов*, не имеющих гидрологических связей с океаном, особую группу образуют крупные озера (иногда называемые морями-озерами), возникающие при потере, нередко временной, связей с океаном вследствие тектонических перестроек (например, Каспийское море). Часто они представляют собой по сути эволюционную разновидность внутренних морей.

Итак, все седиментационные водоемы сгруппированы в шесть типов (табл. III.6): океаны, окраинно-океанические открытые бассейны, моря окраинные, моря внутренние, лагунные бассейны и озера. Моря каждого из трех типов — окраинно-океанические, окраинные и внутренние — подразделены на два подтипа: шельфовые с корой континентального типа, с глубинами до 200 (мелководные), реже до 500—600 м (относительно глубоководные), и котловинные с корой субконтинентального, субокеанического или океанического типов и с большими глубинами. Среди котловинных морей по степени их раскрытости выделены микроокеанические и малые океанические бассейны — рифтогенные и спрединговые соответственно. Озера подразделены на глубокие и мелкие. В континентальном обрамлении плоских шельфовых морей чаще, хотя и не всегда, развиты низменные (тектонически более стабильные) равнины, в обрамлении котловинных морей и глубоких озер — горная (тектонически активная) суша.

Типизация фациально-ландшафтных обстановок, использованная в табл. III.6, в целом согласуется с наиболее употребительными схемами их деления [250, 268, 270, 351, 373 и др.]. При ранжировании фациально-ландшафтных подразделений, единые принципы которого в настоящее время не разработаны, использованы три ранга (в порядке убывания): 1) ландшафтная (палеогеографическая) область; 2) элементарная ландшафтная (палеогеографическая) обстановка или макрофациальная зона; 3) фациальная зона (примерно соответствует фации Дж. Л. Уилсона [351], мегафации Н. Н. Предтеченского [270]). В составе ряда обстановок выделены две разновидности: депрессионные (А) и мелководные (Б). Важным отличием первых является наличие депрессионных осложнений дна, весьма типичных именно для предгалогенных обстановок [168, 281 и др.].

Таким образом, в табл. III.6 совмещены и взаимоувязаны две классификационные системы седиментационных водоемов и обстановок. Здесь же намечено положение депоцентров водоемов и показана их относительная глубина. Матричная форма таблицы дала возможность отразить спектр фациально-ландшафтных обстановок, характерных для каждого типа бассейнов (и не характерных для него). На этом фоне для каждого типа бассейнов и обстановок приведены типовые параметры галогенных отложений: наиболее обычные геохимические типы, общий интервал распространения в пределах фациального профиля, положение максимумов

галогенеза (участков его наибольшей мощности и полноты). Эти данные основываются как на обобщениях [114, 120, 131, 264, 309, 342, 354], так и на конкретном материале региональных палеогеографических реконструкций, частично проанализированном нами ранее [281]. При опознании типов палеобассейнов и палеофациальных обстановок решающая роль отводилась анализу формационных и фациальных рядов, главным образом предгалогенного и в меньшей мере сингалогенного уровней. Соответственно все параметры и наименования обстановок и зон отражают и характеризуют прежде всего именно пред- и раннегалогенную ситуацию.

Уже простой обзор табл. III.6 позволяет сделать два вывода общего характера.

1. Галогенез может реализоваться в бассейнах и фациальных обстановках большинства типов. Он совсем не характерен лишь для котловин океанов и малых океанических бассейнов, а среди фациальных обстановок — для открытых абиссальных и батиально-абиссальных. Только в бассейнах и обстановках этих типов галогенные формации не установлены. Судя по учтенным в анализе физико-географическим показателям, ограничивающими (запрещающими?) широкомасштабное развитие галогенеза могут быть лишь два взаимосвязанных фактора: ограниченное развитие блоков континентальной коры в обрамлениях и полная открытость бассейна в сочетании с равнинностью дна. Во всех остальных типах водных бассейнов и фациальных обстановок галогенные формации известны.

2. Распределение галогенных комплексов внутри бассейнов и фациально-ландшафтных обстановок носит закономерный характер. А это дает основание для более детального рассмотрения вопроса.

III.2.3.2. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

За время существования каждой геодинамической обстановки отвечающие ей фациально-ландшафтные условия, в которых происходил галогенез, изменялись и весьма существенно, поэтому анализ соотношения между ними и структурно-вещественными параметрами галогенсодержащих тел имеет смысл лишь по отношению к телам ранга формаций и в еще большей мере к образующим их седиментационным макроциклам, но не к осадочным бассейнам в целом. Поэтому ниже анализируются объекты именно этих рангов. Кроме того, во всех случаях рассматривается лишь предгалогенная ситуация, а ее изменения ко времени завершения накопления формации или макроцикла здесь не принимаются во внимание.

Литолого-фациальная модель галогенного макроцикла. Типовые соотношения между фациальными особенностями обстановок и структурно-вещественными параметрами галогенных комплексов суммированы на обобщенном разрезе (рис. III.14). Его основой (фоном) является фациально-ландшафтный профиль, объединяющий основные типы седиментационных обстановок галогенеза: от батиальных (или абиссально-батиальных) до горно-озерных. На этом фоне даны упрощенные структурно-вещественные модели единичного галогенного макроцикла и полициклической формации. Более детальный модельный профиль галогенного макроцикла был рассмотрен в работах [20, 415]. С учетом того, что любой седиментационный бассейн может быть выражен через закономерный латеральный ряд фациальных обстановок (табл. III.6), данный профиль может служить инструментом для характеристики также и разнообразных типов бассейнов (палеобассейнов) галогенеза. В латеральном профиле макроцикла отчетливо различается ряд литолого-фациальных ком-

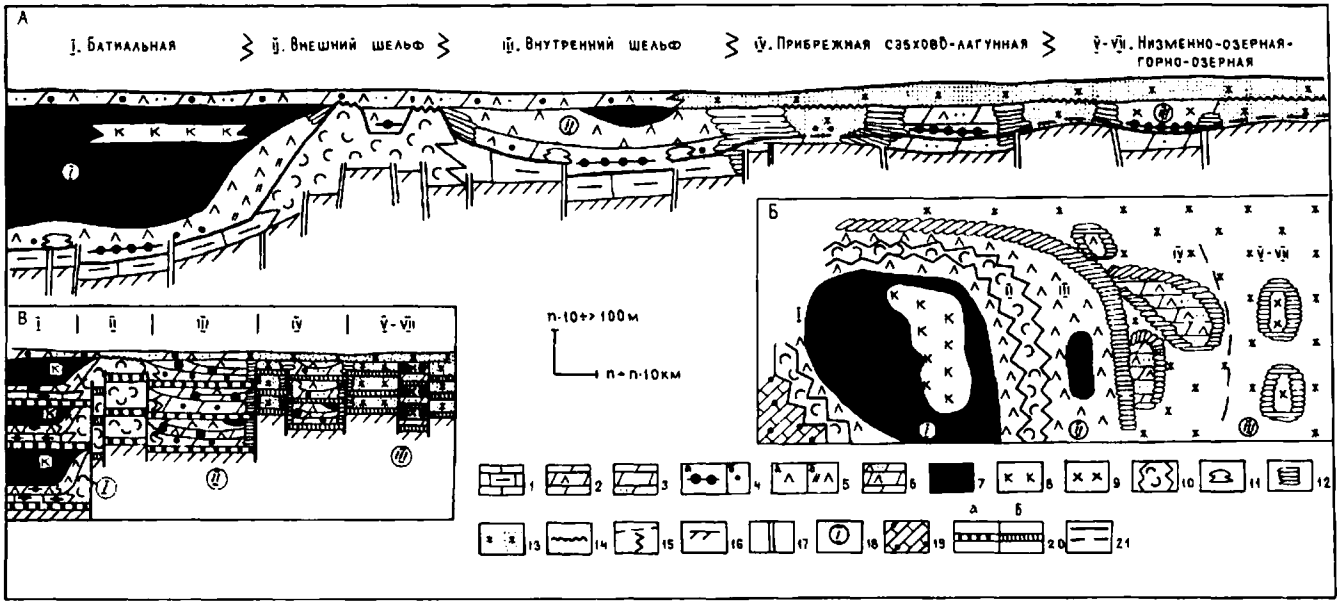


Рис. III.14. Литолого-фациальные модели галогенной формации.

А, Б — единичный седиментационный макроцикл (*А* — профиль, *Б* — план); *В* — полициклическая формация.

I—VII — ландшафтные обстановки; *1—13* — парагенерации (на плане показаны только парагенерации, определяющие тип разреза соответствующей фациальной зоны): *1* — глинисто-карбонатная с повышенной углеродистостью, *2* — доломитовая (или известняково-доломитовая) с повышенной углеродистостью, сульфатоносностью, *3* — алеврито-доломитовая, *4* — высокоуглеродистых пород (до горючих сланцев) смешанного кремнисто-глинисто-доломито-ангидритового состава (*а*), повышенная углеродистость пород (*б*), *5* — ангидритовая (*а*), доломито-ангидритовая (*б*), *6* — алеврито-доломито-ангидритовая (-гипсовая), *7* — галититовая, *8* — хлоридно- или сульфатно-калиевая, *9* — сульфатно-натриевая и (или) содовая (озерная), *10* — рифогенная, *11* — примитивно-биогермная (с рассеянными простыми органогенными постройками: биогермами, биостромами, микритовыми куполами), *12* — пластово-строматолитовая, *13* — красноцветная терригенная неравномерно сульфатоносная и соленосная; *14* — внутриформационный перерыв, частичный размыв; *15* — границы парагенераций; *16* — субстрат; *17* — зоны нарушений; *18* — литолого-фациальные макротипы галогенсодержащих комплексов (цифры в кружках): *I* — калиеносные морские депрессионные, *II* — сульфатно-кальциевые морские мелководные, *III* — пестрого состава, часто сульфатно- и карбонатно-натриевые, озерно-континентальные; *19* — турбидитные отложения, существенно карбонатные, с повышенной углеродистостью; *20* — фоновые отложения, разделяющие макроциклы (*а* — существенно карбонатные, *б* — терригенные красноцветные); *21* — границы галогенного члена макроцикла.

плексов, отвечающих фациально-ландшафтным обстановкам. В морской части профиля: I — батиальный, II — внешнего шельфа (барьерно-рифовый), III — внутреннего шельфа, IV — прибрежный сэбхово-лагунный; в континентальной части: V — низменно(равнинно-)-озерный, VI — предгорно-озерный, VII — горно(межгорно-)-озерный (три последние обстановки на профиле показаны совместно).

Разрез каждого макроцикла представлен, как уже говорилось, двумя членами: нижним — негалогенным; относительно слабо отличающимся от фоновых отложений, и верхним — существенно галогенным, включающим в себя все основные специфические образования галогенного макроцикла (собственно галогенные и сопряженные с ними биохемогенные). Эти образования обособляются в разрезе (хотя и не всегда четко) в два горизонта: подгалогенный, объединяющий разнообразные биохемогенные элементы, и перекрывающий их галогенный (по своим масштабам чаще отвечающий толще). Менее устойчиво и отчетливо выражен верхний надгалогенный биохимогенный горизонт. Именно с этими горизонтами связаны наиболее интересные и характерные особенности макроциклов в каждой фациально-ландшафтной обстановке.

В б а т и а л ь н о й обстановке (I) нижний негалогенный член макроцикла представлен глинисто-карбонатными отложениями с несколько повышенной битуминозностью, мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Подгалогенный горизонт сложен темными высокоуглеродистыми (вплоть до горючесланцевых) тонкослойчатыми породами доманикоидного облика, колеблющегося кремнисто-глинисто-доломито-ангидритового состава мощностью до нескольких, реже до первых десятков метров. Он залегает в основании гигантской соляной линзы, мощность которой максимальна (до 500—1000 м, иногда более) над депрессионными отложениями, а к периферии резко сокращается. В ее разрезе преобладают галититы; присутствуют слои и прослои калийно-магниевых солей хлоридного и (или) сульфатного типов, определяющие соответствующие типы комплексов. Ангидриты, как здесь, так и в других частях профиля, представлены рядом своеобразных типов, значительно различающихся между собой мощностью, морфологией тел и структурно-текстурными особенностями. Занимая определенную фациальную позицию [20, 264, 351], эти типы имеют большое значение в качестве фациальных и генетических индикаторов. Для данной обстановки характерны: ленточный горизонт в основании толщи солей; слои и прослои в ее средней части и покровный горизонт в кровле; ангидритовые валы, подушки (высотой до 300 м и более), изолированные, озоподобные, вытянутые вдоль нарушений или прислоненные к бортовым рифогенным зонам, террасовидные; обвально-оползневые хаотические и турбидитоподобные комплексы карбонатно-сульфатного состава.

Для обстановки в н е ш н е г о ш е л ь ф а (II) характерны органогенные постройки. Часто они надстраивают рифогенные сооружения предшествующего этапа и вместе с ними формируют мощные барьерные зоны (с рифами, рифоидами, биогермными массивами), которые контрастируют с депрессионными фациями смежной обстановки. Мощность галогенного члена резко сокращена, вплоть до выклинивания. В его основании развиты доломито-ангидритовые, часто углеродистые породы небольшой мощности, а в межрифовых понижениях — ленточные высокоуглеродистые ангидритсодержащие породы мощностью до 20—30 м. В рифогенных породах широко распространена наложенная ангидритизация (жилы, прожилки, включения). В более слабой форме она представлена в субстрате также

и в других обстановках. Здесь же устанавливается повышенная углеродистость в виде тонкодисперсной пропитки, прожилков и включений битуминозного вещества в порово-трещинном пространстве пород.

В обстановке внутреннего шельфа (III) в депрессионно-шельфовом подтипе (IIIA) при осложнении шельфа одной или несколькими депрессиями разрез во многом сходен с таковым батиальной обстановки, особенно при значительных масштабах, глубинах и контрастности депрессий.

В мелководно-шельфовом подтипе внутришельфовой области (IIIБ) нижний член цикла сложен известково-доломитовыми породами с несколько повышенной углеродистостью. Подгалогенный горизонт представлен существенно доломитовыми породами с более незначительной углеродистостью и с рассеянными органогенными постройками простого строения: биостромными пластами, биогермами, изолированными или цепочечными, реже биогермными массивами. Наиболее высокоуглеродистые образования сосредоточены в межбиогермных зонах и в понижениях дна. Неравномерно рассеянная тонкодисперсная углеродистость создает стратифицированную пигментацию доломитов. Галогенный горизонт представлен пачками ангидритов и доломито-ангидритов, иногда с линзами галититов, и имеет небольшую мощность (до нескольких десятков метров). Ангидриты неравномернослойчатые, линзовидно-пятнистые, в разной мере обогащены карбонатным или глинисто-карбонатным материалом. Переходы между членами и элементами макроцикла постепенные.

В прибрежной сэбхово-лагунной обстановке разделение макроцикла на галогенный и негалогенный члены и горизонты нечеткое. Характерны разномасштабные чередования слабодифференцированных слоев, прослоев, линз доломитовых, углеродистых, сульфатных или сульфатоносных пород, иногда солей (в основном хлоридно- и сульфатно-натриевых), а также карбонатно-терригенных красноцветов. Широко распространены строматолитовые пласты существенно доломитового состава, нередко с повышенной сульфатоносностью и углеродистостью. Своеобразен набор текстурных и структурных разновидностей ангидритов и гипсов «сэбхового» облика. Мощность макроциклов небольшая (до первых десятков метров). В субаэральных — собственно сэбховых — условиях повышенная сульфатоносность сочетается с красноцветностью (пестроцветностью).

Зона перехода от парагенезисов морской части профиля, где разрез обогащен углеродистым веществом и где преобладают серые, а иногда и черные цвета, к континентальным, существенно красноцветным, характеризуется обилием контрастных углеродисто-красноцветных сочетаний разного масштаба, с которыми нередко связана повышенная меденосность.

В пределах континентальной области во всех ее обстановках — низменно-озерной (V), предгорно-озерной (VI) и горно-озерной (VII) — галогенные комплексы связаны преимущественно с озерными водоемами, развитыми локально на фоне преобладания субаэральных красноцветных отложений, обогащенных галогенным материалом, или перерывных образований. Озерные галогенные отложения распространены значительно меньше, чем морские. Они известны преимущественно лишь в разрезах кайнозоя, имеют меньшие масштабы и изучены гораздо хуже. Типичны отложения сульфатно-натриевого типа в разных сочетаниях с сульфатно-кальциевыми и галититовыми, реже — карбонатно-натриевого (содового) в сочетании с галититовыми. Лишь в единичных случаях встречен нитратный тип. Часто в единой группе близко расположенных озер соляные

осадки принадлежат к разным геохимическим типам, что послужило основанием для выделения группы «пестрых» солей. Негалогенные члены циклов, чаще всего глинистые или терригенные, содержат значительное количество красноцветного материала. В основании, реже в кровле галогенных членов отмечаются пласты высокоуглеродистых пород (вплоть до горючих сланцев), по периферии присутствуют строматолитовые образования. К этому типу относятся наиболее масштабные содово-горючесланцевые ассоциации знаменитой формации Грин-Ривер (США, P_2^3), формации сульфатно-натриевого типа межгорных впадин Тянь-Шаня (N_1), многочисленные неоген-четвертичные и современные озерные отложения «пестрого» состава Западно-Американского пояса (бассейны Альтиплано и Атакама-Пунийский с участием нитратных солей; провинции Бассейнов и Хребтов). Для биогенно-хемогенных образований, обрамляющих депоцентры озерного галогенеза, характерны снижение (по сравнению с морскими парагенезисами) роли карбонатных составляющих, отсутствие сложных биогермных построек при сохранении большой роли строматолитовых и высокоуглеродистых, рост значения терригенных, нередко красноцветных компонентов.

Одной из общих уже подчеркивавшихся черт всех обстановок является наличие устойчивой сопряженности между образованиями галогенными (хемогенными), сосредоточенными в галогенном горизонте, и биогенно-хемогенными (биохемогенными), преобладающими в подгалогенном горизонте. Последние включают в себя биогермные, строматолитовые, углеродистые и доломитные комплексы, а в субаэральных участках к ним добавляются обогащенные галогенным и карбонатным материалом красноцветы. Существование этого парагенезиса фациально взаимосвязанных образований, локализованных вокруг эпицентров галогенеза, неоднократно привлекало к себе внимание исследователей и является, как отмечалось выше, одной из важнейших особенностей галогенных комплексов. Ранее этот парагенезис был назван нами «галогенсодержащей ассоциацией» или системой [20]. Ассоциация характеризуется закономерными и согласованными изменениями в наборе галогенных и биохемогенных элементов, их составе, строении и взаимоотношении. По времени образования члены ассоциации, хотя и сближены, но преимущественно асинхронны. В морских обстановках они сменяют друг друга чаще всего во временно́й последовательности: биогермные→углеродистые и строматолитовые→галогенные; при этом основной фазе формирования каждого из них отвечает пауза (или замедление) в развитии других. В сабхово-лагунных обстановках, где обособленность членов ассоциации минимальна, они могут формироваться субсинхронно между собой, а также и с каждым из биохемогенных комплексов, образующихся в это время в морских обстановках.

Наличие отчетливой фациальной привязки каждого из членов охарактеризованной ассоциации, а также фациального контроля в изменениях их состава, строения, морфологии тел и взаимоотношений создают надежную базу взаимосвязанных индикаторных признаков.

Литолого-фациальная модель полициклической галогенной формации. В разрезах таких формаций (рис. III.14, *В*), содержащих от двух до четырех-пяти макроциклов, намеченные особенности макроциклов несколько трансформируются, а общая зональность всей формации отражает зональность единичных циклов, усложненную их повторением, трансгрессивно-регрессивными смещениями между циклами, особенно заметными в прибрежных участках, а также наличием разделяющих слоев или толщ

из пород фоновой седиментации (карбонатных, терригенных) мощностью от единиц до сотен метров.

В итоге профили полициклических формаций состоят из набора сменяющих друг друга по латерали полициклических комплексов, каждый из которых примерно отвечает ландшафтной обстановке (слева направо): существенно соленосный, часто калиеносный, расслоенный пачками высокоуглеродистых пород (I или IIIA)→рифогенный, в разной мере расслоенный галогенными и углеродистыми слоями (II)→карбонатно(доломитно-)-биогермно-углеродисто-галогенный (сульфатный, с ограниченным количеством солей, IIIБ)→строматолитово-сульфатный (IV)→красноцветный сульфатоносный (V)→существенно галогенный (пестрого состава, часто сульфатно-натриевый или содовый), расслоенный пачками красноцветных или (и) углеродистых пород (V, VI, VII). Между собой комплексы нередко довольно четко обособлены и разделены крутыми (до субвертикальных) границами. Прежде всего это касается соленосных и рифогенных комплексов, которые в итоге чаще рассматриваются в литературе в ранге самостоятельных формаций.

Зональность галогенных макроциклов и формаций. Имеет ряд особенностей, заслуживающих специального рассмотрения. В их латеральных профилях сопряжены два вида зональности: естественно-фациальная, отвечающая вектору батиаль — континент, и околоочаговая, связанная с упоминавшимися депрессионными или иными тектоно-седиментационными осложнениями дна, которые возникают в разных обстановках, имеют разные амплитуды и площадь и типичны именно для предгалогенного времени [168]. В зональности первого вида главные изменения имеют общую направленность и происходят относительно постепенно, для второго характерны концентричность, бóльшая дискретность и градиентность. Зональность по-разному проявляется в собственно галогенных, биохемогенных и фоновых элементах.

В разрезах галогенных элементов прослеживаются оба типа зональности. Направленная зональность выражается в изменении от батиальной обстановки к континентальной геохимических типов (см. табл. III.5) и мощностей в последовательности: калиеносные (типы 3, 4), очень значительной мощности→галititовый (тип 2), меньшей мощности→ангидрито-гипсовый (тип 1), небольшой мощности→сульфатно- и карбонатно-натриевые (типы 5, 6), разной мощности, от весьма значительной до небольшой. (Три первых члена ряда отвечают морской части профиля, последний — континентальной.) На этом фоне в контурах отдельных обстановок вокруг депрессионных осложнений дна проявляется субконцентричная зональность, которая выражается в снижении от их депоцентров к периферии полноты и масштабности проявлений галогенеза. При этом к депоцентрам обычно тяготеют раздувы мощности соляных линз, а вдоль обрамлений и над зонами нарушений часто располагаются ангидритовые валы, террасы, над которыми мощность солей сокращена (вплоть до выклинивания). Таким образом, от центра к периферии депрессий раздувы мощности солей сменяются ангидритовыми.

В размещении биохемогенных комплексов также намечается упорядоченность. Вопрос этот изучен слабо и в литературе практически не обсуждался. Вместе с тем он имеет большое значение, прежде всего в связи с высокой рудолокализующей ролью рассматриваемых образований. Предварительно для каждого из них могут быть намечены следующие особенности размещения.

Для *биогермных (рифогенных) комплексов* сопряженность с галогенными прослеживается по всему ряду морских обстановок и отсутствует вне этого ряда: бассейны озерного типа неблагоприятны для рифогенеза, открытые океанические — для галогенеза, а вся морская область благоприятна для их совместного развития. В пределах области совмещения изменения в строении биогермных комплексов, ассоциирующих с галогенными, происходят довольно закономерно. От батиальных обстановок к мелководным меняются типы органогенных построек, снижается их сложность, масштабность и контрастность: собственно рифы, рифоиды, биогермные массивы (II обстановка)→цепочечные и рассеянные изолированные биогермы (III)→пластовые биостромно-строматолитовые (IV). В озерных обстановках (V—VII) распространены преимущественно лишь строматолитовые и банковые тела. Наиболее значительные биогермные тела всех типов тяготеют к тектоническим обрамлениям депрессий.

Повышенная углеродистость в разной мере характерна для многих участков разреза галогенных макроциклов. Наиболее отчетливо и устойчиво она проявляется в основании галогенного члена: в подгалогенном горизонте в виде своеобразного изохронного уровня высокой углеродистости, образование которого непосредственно предшествовало галогенезу. Здесь она в той или иной мере выражена вдоль всего профиля — от батиальных и склоновых отложений до озерных. При этом наиболее высокие содержания углеродистого вещества (до 5, иногда 15—20 %) свойственны участкам батиали, межрифовым прогибам, относительно прогнутым зонам шельфа, впадинам озер, а небольшие (1—2, локально до 3—5 %) распространены повсеместно. На приподнятых участках дна, где для этого уровня характерен перерыв в осадконакоплении, устанавливается иной тип углеродистости: в форме интенсивной наложенной вкрапленности и прожилков битуминозного вещества в верхних горизонтах субстрата. Последнее особенно ярко проявляется в подгалогенных частях рифогенных комплексов. Устойчиво повышенная, хотя и более низкая рассеянная углеродистость характерна также для покровного горизонта ангидритов. Для зон латеральных переходов от углеродистых отложений к красноцветным, отвечающим смене субаквальных обстановок субаэральными, свойственно обилие разнообразных углеродисто-красноцветных сочетаний.

Доломиты максимально развиты в мелководно-шельфовых и лагунных зонах. Доломитовый состав имеют многие строматолитовые комплексы прибрежно-лагунных и прибрежно-озерных обстановок.

Параллельно с направленными (от батиали к суше) изменениями в каждом из биохемогенных комплексов меняется и характер сопряжения между ними: снижается степень их дифференцированности (от практически полной обособленности до переслаивания и переплетения), уменьшается контрастность сочетаний. Депрессионные осложнения дна наоборот усиливают дифференцированность и контрастность всех сочетаний, особенно углеродистых и органогенных: депрессии обычно контролируют маломощные высокоуглеродистые комплексы, а их тектонические ограничения — более мощные органогенные тела. При этом зональное соотношение между высокоуглеродистыми и биогермными образованиями в плане сходно с таковым между соленосными линзами и ангидритовыми валами (см. рис. III.14).

Общими для зональности галогенсодержащей ассоциации в целом являются следующие черты. От батиальной области к прибрежной и от депрессионных участков к мелководным согласованно-дискретно снижаются

полнота (или сложность), контрастность и дифференцированность развития их галогенных и биохемогенных (прежде всего, биогермных и углеродистых) элементов: от максимально выраженных в батиальных и депрессионных зонах и их обрамлениях, где большинство комплексов четко индивидуализировано и где каждый из них полно выражен, масштабен, контрастен и обособлен, до минимально проявленных в мелководно-шельфовых и сэбхово-лагунных обстановках, где все они образуют относительно маломощные переслаивания, иногда переплетения. Еще более существенные изменения в ассоциации происходят в континентальных обстановках. Главные из них — отсутствие здесь рифогенных образований и иной геохимический тип галогенных составляющих (типоморфными становятся сульфатно-натриевый и содовый типы).

В изменениях пород фоновой седиментации, разделяющих макроциклы, а также присутствующих в составе их нижних членов, главной является естественно-фациальная направленность (нередко осложняемая близостью растущих орогенов, покровно-надвиговых образований и т. д.).

Сочетание двух видов зональности, специфические черты их проявления в каждом типе комплексов, образующих галогенные формации, определяют итоговую зональность всего разреза и его частей, имеющую, хотя и достаточно сложный, но вполне закономерный и поддающийся анализу характер.

Таким образом, в разрезах галогенных формаций все их элементы: галогенные, биохемогенные и фоновые — в каждой из фациально-ландшафтных обстановок характеризуются достаточно определенным и устойчивым набором признаков. В свою очередь каждая из обстановок обладает своими типоморфными чертами разреза, а весь профиль представляет собой закономерное сочетание ряда достаточно обособленных и дискретных литолого-фациальных группировок. Они отвечают основным обстановкам галогенеза, охватывая все их типы. Такой своего рода стандартный набор элементарных ячеек может служить инструментом при проведении литогеодинамического анализа и палеореконструкций.

Охарактеризованные литолого-фациальные типы комплексов, соразмерные рангу ландшафтных обстановок, достаточно хорошо соответствуют масштабу и задачам регионального литогеодинамического анализа. Более дробные литолого-фациальные подразделения могут иметь значение при детализации работ. Для мелкомасштабных исследований, включая межрегиональные и глобальные сопоставления, более удобными могут быть несколько укрупненные и упрощенные модели, выявляющие лишь максимально различающиеся макротипы разрезов.

Литолого-ландшафтные макротипы галогенных комплексов. Они объединяют группы литолого-фациальных типов, которые обладают, как легко видеть (табл. III.7), сходными структурно-вещественными и ландшафтными параметрами. Выделены три таких *макротипа (три группы)* комплексов (цифры в кружках): *I* — морские депрессионные (глубоководные), *II* — морские мелководные и прибрежные, *III* — озерно-континентальные или озерные. Две первые группы соответствуют морской области, третья — континентальной. Внутри групп наблюдаются относительно сходные особенности состава (типы, подтипы галогенных комплексов, наборы биохемогенных образований), одинаковый порядок мощностей, сходный характер залегания и близкие ландшафтные параметры.

Для *морского депрессионного макротипа*, объединяющего сходные батиальный и шельфово-депрессионный типы (I и IIIA), обычны соленосные,

Таблица III.7

Литолого-фациальная типизация галогенных комплексов

Литолого-фациальные типы

Параметры литолого-фациальных типов		Типы ландшафтных обстановок				
		Батиальные	Шельфово-депрессионные	Шельфово-мелководные	Прибрежно-лагунные	Низменно-предгорно- и горно-озерные
Индексы		I	III А	III Б	IV	V–VII
Геохимические типы галогенных комплексов	Сульфатно-кальциевый (ангидритовый, гипсовый), 1	(+)	(+)	+	+	+
	Хлоридно-натриевый (галититовый), 2	+	+	+	+	+
	Хлоридно-калиевый, 3	+	+	—	(+)	(+)
	Сульфатно-калиевый, 4	+	+	—	—	(+)
	Сульфатно-натриевый, 5	—	—	—	+	+
	Карбонатно-натриевый (содовый), 6	—	—	—	—	+
	Нитратно-калиево-натриевый, 7	—	—	—	—	+
Мощность, м		n·100 ÷ 3000	n·100 ÷ 2500	n·10 ÷ n·100	n·10 ÷ n·100	n·10 ÷ 1000
Характер залегания		п, д	п (д)	п	п	п (д)

Литолого-фациальные макротипы

Параметры литолого-фациальных макротипов		Макротипы ландшафтных обстановок		
		Морские депрессионные	Морские мелководные и прибрежные	Озерно-континентальные
Индексы		I	II	III
Геохимические макротипы галогенных комплексов	Сульфатно-кальциевый с ограниченной соленосностью	(+)	+	+
	Соленосный, часто калиеносный	+	(+)	(+)
	Пестрого состава, часто сульфатно-натриевый и содовый	—	(+)	+
Мощность, м		n·100 ÷ 3000	n·10 ÷ n·100	n·10 ÷ 1000
Характер залегания		п, д	п	п (д)

Примечания. 1. Значками показан характер распространения галогенных комплексов в обстановках: крест - широко распространены, в скобках - ограниченно, прочерк - отсутствуют, штриховка - типоморфны для обстановки.
2. Характер залегания: п - пластовое, д - диапировое, в скобках - подчиненное развитие.

чаще всего калиеносные типы, глинисто-карбонатный или карбонатный подтипы, очень большие мощности солей (от нескольких сотен метров до 2—3 км и более), наличие ангидритовых валов и террас; среди биохемогенных образований типоморфными являются высокоуглеродистые горизонты в депрессионных зонах в основании соляных линз и рифогенные обрамления; часты резкие, крутые (до вертикальных) контакты типа латеральных утыканий; интенсивно проявлен диапиризм. Перечисленные черты достаточно хорошо выражены в большинстве формаций этого ландшафтного макротипа (например, в бассейнах Днепровском P_1, Прикаспийском P_1, Североморско-Германском P_2, Амударьинском J_3).

Типичные черты *морского мелководного макротипа*, объединяющего шельфово-мелководные и прибрежно-лагунные (частично) образования (IIIБ, IV): сульфатно-кальциевый тип (при ограниченном проявлении галититового, а в прибрежной зоне — сульфатно-натриевого), терригенно-карбонатный и карбонатный подтипы, ограниченные мощности (десятки — первые сотни метров); галогенный член макроциклов представлен пластовыми ангидритами или доломито-ангидритами небольшой мощности, иногда с подчиненным количеством солей, в периферических зонах сульфатно-натриевого типа; для набора биохемогенных образований характерны органогенные постройки относительно простого строения (биогермы, биостромы), рассеянные в известково-доломитовой толще; слои и пачки с повышенной стратифицированной углеродистостью в верхней части той же толщи; строматолитовые пласты преимущественно в прибрежной зоне; широкое распространение доломитов в составе нижнего негалогенного члена и в виде переслаивания среди ангидритов верхнего. Переходы между элементами постепенные, вплоть до нечетких, с образованием переплетений в прибрежных обстановках; обычен пластовый характер залегания. Типичные примеры бассейнов: Львовский и Днестровско-Прутский S_{1-2}, Чаткало-Кураминский $D_2žv—D_3f$, Печорско-Новоземельский C_1s, Стрыйский J_3 и др.

Озерно-континентальный (озерный) макротип включает в себя и часть лагунных образований, связанных с морями-озерами. Макротип отличает пестрота состава галогенных комплексов: сульфатно-кальциевые, галититовые, сульфатно-натриевые, содовые, нитратные. Три последних являются типоморфными. Основные подтипы — терригенный и глинистый. Мощность — от десятков до нескольких сотен метров, реже свыше 1 км. Среди биохемогенных образований преобладают углеродистые и строматолитовые. Залегание — пластовое, редко с солянокупольными осложнениями. Характерные примеры бассейнов: Грин-Ривер P_2, Межгорных впадин Тянь-Шаня N_1, Кенийские, Атакама-Пунийский, Анатолийские современные.

Особого внимания заслуживает четкая коррелируемость трех важнейших структурно-вещественных параметров выделенных макротипов: состава, мощности и характера залегания, — как между собой, так и с их ландшафтной позицией. Так, калиеносные разрезы почти всегда характеризуются мощностью 1—3 км и более (при этом мощность единичных макроциклов превышает 500—1000 м), интенсивным диапиризмом и связью с депрессионными палеообстановками [бассейны Прикаспийский P_1k, мощность 1—3 км, обстановка I; Амударьинский J_3, мощность до 1 км, обстановки I—IIIA; Восточно-Сибирский $Є_{1-2}$, мощность 1—2 км, обстановка IIIA (I?) и т. д.]. И наоборот, наиболее значительные ($\geq$ 1000 м) по мощности формации (при мощности единичных макроциклов $\geq$ 500—

1000 м) и интенсивный диапиризм характерны для разрезов почти исключительно калиносных и наиболее типичны лишь для депрессионных обстановок. Комплексы сульфатно-кальциевого типа (или слабопроявленного галититового) характеризуются ограниченными мощностями (не более первых сотен метров), пластовым залеганием и связью с мелководно-морскими обстановками. И наоборот, мощности десятки—первые сотни метров сопряжены с пластовым залеганием и характеризуют сульфатно-кальциевый тип разреза лишь со слабовыраженной солеиосностью и соответствуют палеообстановками IIIБ—IV. Сказанное позволяет довольно уверенно использовать каждый из показателей для прогнозирования остальных.

Наличие всех рассмотренных взаимосвязей определенно свидетельствует, что структурно-вещественные характеристики галогенных формаций и их частей несут в себе надежную информацию о ландшафтных палеообстановках, а это делает возможными переходы от одних к другим и позволяет рассматривать саму структурно-вещественную типизацию как средство распознания палеоседиментационных обстановок.

Зональность реальных галогенных формаций. Имеет ряд особенностей. До сих пор мы анализировали идеальные — полные последовательности фациальных типов. В разрезах конкретных формаций (точнее, в рассматриваемых полуразрезах от депоцентров к периферии) обычно полно выражены два-три (до четырех-пяти) литолого-фациальных типа, а остальные сокращены или отсутствуют. Так, для калиносных формаций, связанных с разными вариантами депрессионных обстановок (макротип *I*) наиболее типичны ряды I—II—IIIБ—IVБ; I—II—IIIA—IVБ; I—II—IVБ. Для сульфатно-кальциевых формаций зарифовых мелководно-шельфовых и лагунных обстановок (макротип *II*) — ряд II—IIIБ—IVБ. Для сульфатно-натриевых или содовых равнинно-, предгорно- и горно-озерных областей (макротип *III*) — простые ряды VA, VIA и VIIA соответственно.

В полных же сечениях формаций (периферия—депоцентр—периферия) две противоположно направленные ветви профиля имеют в одних случаях сходные ряды с противоположными (центробежными) трендами, в других — во второй ветви профиля галогенные комплексы редуцированы или отсутствуют, депоцентры галогенеза смещены к краям формаций. В первом случае строение формаций симметричное, во втором — асимметричное. Например, для калиносных формаций в первом случае типичен ряд IVБ—IIIA—II—I—II—IIIA—IVБ, во втором — I—II—IIIA—IV. При этом следует учитывать, что характер ряда во многом зависит от ориентировки профиля и что профили, проведенные в двух взаимно перпендикулярных направлениях, обычно сильно различаются, т. е. симметрия формаций чаще всего двухвекторная (а иногда и более сложная).

Отмеченные особенности профилей: фациальные тренды и типы симметрии, наборы литолого-фациальных типов и макротипов, их ширина и ряд других признаков — тесно связаны с типами палеогеодинамических обстановок. Например, субсимметричное строение поперечного профиля галогенных формаций весьма характерно для внутриконтинентальных рифтогенных структур (D_3 Припятско-Днепровского авлакогена). Возникновение же резкой асимметрии в поперечном сечении может быть вызвано одной из причин: либо односторонним приближением к седиментационному бассейну растущего орогена, что типично для бассейнов форланда, либо раскрытием с одной из сторон открытого океанического бассейна, что имеет место при образовании пассивных окраин. Очевидно, что такие

характеристики содержат важную информацию о типах геодинамических обстановок, их полярности и т. д., т. е. в них заключены большие индикационные возможности. Этот вопрос уже непосредственно связан с геодинамической типизацией бассейнов и будет рассмотрен ниже.

Итак, получен набор литолого-фациальных моделей, отражающих соотношение между структурно-вещественными характеристиками галогенных комплексов и фациально-ландшафтными параметрами седиментационных палеобассейнов. Модели могут служить инструментом для перехода от структурно-вещественных показателей к палеофациальным (а при необходимости и наоборот), для опознания палеоседиментационных обстановок. Это в свою очередь дает способ реконструкции палеоморфоструктурных и палеогеодинамических ситуаций. Задачам палеогеодинамического анализа наиболее соответствуют подразделения крупных рангов: литолого-фациальные типы комплексов, укрупненные группы (макротипы) и ряды. Диагностическое значение имеют их состав и мощность, выраженность отдельных элементов и их сочетаний, зональность, тренды изменения различных параметров, характер симметрии, цикличность и т. д. Во многих случаях возможен практически одновариантный переход от структурно-вещественного типа галогенного комплекса к типу палеоландшафтной обстановки. Полученные литолого-фациальные модели ниже будут использованы в качестве базовых для геодинамического и минерагенического анализа.

III.2.4. Геодинамическая позиция галогенсодержащих бассейнов

Вопрос о связях между галогенезом и тектоническими процессами имеет довольно длительную историю. Впервые Ф. Лотце [470] показал совпадение этапов накопления галогенных формаций с тектоническими фазами, а Н. М. Страхов [342] проследил их пространственное тяготение к геосинклинально-складчатым поясам. Однако поскольку большинство галогенных формаций ныне находится в пределах стабилизированных территорий платформ, то и обстановки их возникновения долгое время априори оценивались как тектонически стабильные. Вместе с тем в ходе многочисленных отечественных и зарубежных исследований, характеризующих региональные закономерности размещения солей [73, 81, 114, 157, 239, 252, 272, 325, 464], обозначилось их явное тяготение к тектонически активным зонам и фазам, в том числе и в эволюции платформ.

Большое влияние на интерес к проблеме и на подходы к ней оказали крупные научные достижения последних десятилетий в двух взаимосвязанных направлениях. Во-первых, это успехи в изучении структуры фундамента платформ и особенно в исследовании современных и древних континентальных рифтогенных систем [96, 162, 179, 224—226, 280, 327]; во-вторых, открытия, связанные с геолого-геофизическими исследованиями глубоких частей осадочных бассейнов, одним из замечательных результатов которых было обнаружение чрезвычайно широкого распространения в их разрезах мощных соляных толщ, в том числе, и особенно, — под дном глубоководных морей и вдоль обрамлений молодых океанов [81, 82, 176, 329, 437, 454 и др.]. С учетом новых данных была показана избирательная связь соленакопления не со стабильными блоками фундамента, как предполагалось ранее, а с зонами глубинных разломов и с периодами их активной жизни [49, 252, 272, 325].

Весьма эффективным оказалось изучение соотношений между галогенными формациями и современными и древними рифтогенными системами. Благодаря работам [8, 20, 48, 157, 162, 309 и др.] к настоящему времени их связь убедительно обоснована, разработана рифтогенная модель палеотектонического анализа, многие элементы которой могут служить составными частями более общих плитно-тектонических построений.

Открытие мощных соляных толщ под дном глубоководных бассейнов послужило толчком к рассмотрению палеотектонических проблем соленакопления в контексте параллельно развивавшихся представлений плитной тектоники [120, 252, 329, 437 и др.]. Анализ особенностей размещения соленосных формаций с этих позиций впервые в мировой литературе был выполнен Н. М. Джиноридзе с соавторами [81, 102, 120, 162 и др.]. Эти исследователи показали закономерный характер размещения соляных толщ по отношению к современным и древним границам литосферных плит, выделив бассейны, развивающиеся на рифтогенных (пассивных) и на активных окраинах континентов, и проанализировали возможные связи галогенеза с глубинными процессами.

Важные стороны проблемы нашли отражение в работах М. А. Жаркова [114, 115, 273], выполнившего анализ глобальной палеоклиматической зональности размещения галогенных формаций с использованием палеореконструкций, учитывающих дрейф континентов. Результаты анализа дали крайне неоднозначную картину, выявив значительные вариации в пространственном размещении предполагаемых палеоклиматических зон (в ряде случаев достигающих широт былого полярного круга), в их ориентировке (вплоть до меридиональной), а также в количестве и в протяженности. Хотя собственно палеогеодинамический анализ не проводился, реконструкции отразили планетарную картину палеогеодинамической позиции галогенных формаций, а намеченные палеопояса продемонстрировали, по нашему мнению, их подчиненность различным геодинамическим палеолинеаментам соответствующего возраста.

В последние годы в ряде публикаций [16, 61, 275] предлагаются варианты деления галогенных образований либо по типам режимов, либо по стадиям геодинамических циклов, выделяемых с позиций мобилизма.

Нами в работах разных лет [19, 20, 273, 281, 347, 415] проанализирована палеотектоническая позиция галогенных формаций на территории бывшего СССР, рассмотрена рифтогенная модель и предложена схема плитно-тектонической классификации.

Большой вклад в разработку проблемы внесли работы, касающиеся различных аспектов собственно плитной тектоники, прежде всего вопросов типизации обстановок, особенно седиментационных, глобальных палинспастических реконструкций и т. д. [42, 125—127, 154, 242, 354 и др.].

В итоге к настоящему времени отчетливо обозначена определенность геодинамической позиции галогенных формаций и намечен набор основных обстановок их формирования. Вместе с тем такие вопросы, как общая типизация, анализ конкретных типов обстановок, выявление литолого-минерагенических особенностей в разных обстановках, выделение специфических и диагностических признаков и ряд других важных сторон проблемы остаются не проработанными. Вопросы же анализа галогенных формаций как закономерных элементов осадочных бассейнов, их введения в единые геодинамические системы этих бассейнов и тем более рассмотрения в качестве индикаторов геодинамических режимов в литературе пока не ставились.

Следует заметить, что при использовании конкретного материала по геологии галогенных отложений для геодинамического анализа возникает ряд трудностей, связанных либо со степенью изученности, либо со специфичностью их свойств. Отметим лишь некоторые из них. В большинстве региональных работ по геологии солей, так же как и в обобщающих исследованиях, палеотектонические аспекты галогенеза все еще остаются наименее разрабатываемым направлением, а палеотектонические модели (как общего типа, так и относящиеся к конкретным регионам) практически отсутствуют. При этом подавляющая часть приводимой информации, касающейся палеотектонического размещения галогенных формаций, как в отечественной, так и в зарубежной литературе освещена с позиций фиксизма. Это относится и к региональным работам, и к обобщениям. Использование этой информации в нужном нам плане требует предварительной переинтерпретации. Некоторые сложности связаны с поиском актуалистических моделей, поскольку современные (s. str.) процессы галогенеза выражены относительно слабо, недостаточно изучены и чаще всего не дают возможности определить их будущую формационную природу и масштабы. При этом известны они в основном лишь в пределах нынешних озерно-континентальных обстановок, которые для прошлого имеют как раз минимальное значение. Высокая вероятность (а часто и неизбежность) эмиграции солей с места образования в ходе последующего тектонического развития либо их уничтожения в зоне гипергенеза требуют разработки специальных методик обнаружения признаков их былого присутствия в деформированных и (или) гипергенно измененных осадочных комплексах даже в случае полной эмиграции или уничтожения галогенных составляющих. Однако под таким углом зрения проблема не рассматривалась.

Ряд сложностей определяется недостаточной разработанностью некоторых сторон самой тектоники плит, прежде всего касающихся очень важных для галогенеза обстановок внутриконтинентальных областей и периферических зон геодинамически активных поясов [67, 105, 376, 379 и др.].

III.2.4.1. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИХ БАССЕЙНОВ

Рассматриваемая геодинамическая классификация, будучи элементом общей классификационной системы осадочных бассейнов (см. ч. I), в то же время учитывает и специфические черты бассейнов, вмещающих галогенные формации (рис. III.15, табл. III.8 — см. вкладки в конце книги). В соответствии с принятыми классификационными принципами выделяются три группы обстановок. Две из них: деструктивно-дивергентные и конвергентные — подчинены границам плит, третья объединяет обстановки внутренних частей плит. Обстановки деструктивно-дивергентной группы отвечают рифтогенным и спрединговым режимам, характерным для рифтовых поясов континентов и океанов, конвергентной — субдукционным и коллизионным режимам островодужных, окраинно-континентальных и коллизионных поясов. Подавляющее число бассейнов — аккумуляторов галогенных комплексов — относится к этим двум группам. Следует уточнить, что связи с границами плит не для всех обстановок, включенных в группы, достаточно очевидны. Во-первых, это — обстановки внутриконтинентальных рифтов, представляющих собой лишь зарождающиеся границы. Во-вторых, это — пост(над)рифтовые обстановки (надрифтовых впадин и пассивных окраин), заложение которых, хотя и пред-

определено формирующим границы рифтогенным режимом, но в момент образования они являются уже не приграничными, а внутриплитными. В-третьих, это — обстановки коллизионных поясов, связанные с отмирающими границами. Таким образом, говорить о связях с границами плит для всех названных обстановок можно лишь условно, включив в их состав зарождающиеся и отмирающие типы. Третья из выделенных групп свойственна собственно внутриплитным частям океанов и континентов, не контролируемым границами плит, в том числе и перечисленными зарождающимися и отмирающими типами. Для обстановок этой группы галогенез не характерен или крайне ограничен по масштабу. Поэтому ниже они специально не рассматриваются, однако как необходимый элемент сопоставлений включены в общую классификационную систему.

На фоне главных типов геодинамических режимов выделены подразделения двух рангов: классы и типы (рис. III.15; табл. III.8, графы 1, 2). Классы соотносятся с геодинамическими поясами (или с областями для внутриплитных территорий), а типы — с элементарными геодинамическими обстановками, депрессионные разновидности которых отвечают конкретным типам осадочных бассейнов. Используются также более дробные градации, важные для галогенсодержащих бассейнов (подтипы, разновидности и суббассейны). Основанием для их выделения служат различные показатели: 1) характер субстрата — масштаб континентальных блоков, структурные особенности, возраст [например, малые или микроконтинентальные блоки; поддвигаемые (передовые) или надвигаемые (тыловые) части континентальных окраин; древние блоки или аккреционные новообразования и т. д.]; 2) масштаб и морфологические особенности геодинамических обстановок (например, полноразвитые рифты или рассеянно-рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры); 3) вертикальные (эволюционно-стадиальные) подразделения (например, три стадии развития внутриконтинентальных рифтов); 4) латеральные тектоноландшафтные и морфологические подразделения в поперечных и продольных сечениях обстановок (например, подножие, склон, шельф в поперечных сечениях пассивных окраин, рифтовые, сдвиговые участки и зоны трехлучевых сочленений в их продольных сечениях).

Остановимся еще на одном принятом нами классификационном принципе. При определении систематической принадлежности многих типов и проведении классификационных границ нередко возникает возможность разных вариантов, поскольку «не существует простого подразделения осадочных бассейнов» [242, т. 2, с. 235]. Чаще всего это является следствием совмещения разнотипных и разноранговых геодинамических факторов (например, проявление деструктивно-рифтогенных или сдвиговых на фоне субдукционных или коллизионных и др.). Чтобы сократить неоднозначность решений, мы ввели единый принцип систематизации: во всех случаях отдавать приоритет показателю более высокого ранга. В результате бассейны, находящиеся в пределах геодинамического пояса, рассматриваются в соответствующем этому поясу классе обстановок, независимо от характера напряжений, контролирующих данную обстановку, а также от ее большей или меньшей удаленности от границ плит. При этом под геодинамическими (геодинамически активными, подвижными) поясами мы понимаем всю территорию глобальных или трансрегиональных мегаструктур, подчиненных геодинамически активным линеаментным системам (чаще всего границам литосферных плит) и

отвечающих в пространстве общему ареалу влияния геодинамической активности этих систем [202, 354, 376].

Изложенный принцип широко использован в двух случаях. Во-первых, при установлении систематической принадлежности бассейнов, обязанных своим возникновением проявлению локальных напряжений, отличающихся от напряжений основного линеамента. В частности, бассейнов рифтогенных структур, осложняющих пассивноокраинные, активноокраинные или коллизионные пояса; зон сдвига в пределах рифтогенных, активноокраинных или коллизионных поясов; зон столкновения малых блоков в контурах активноокраинных поясов; локальных зон субдукции в поясах столкновения. Все эти бассейны включаются в состав соответствующих поясов (классов) в качестве типов или подтипов. Во-вторых, при диагностике обстановок, находящихся в периферических частях активных поясов, удаленных от линеаментных зон. Особенно важен этот вопрос для периферических областей поясов с признаками геодинамической активности [67, 105, 354, 376]: все они включены в состав соответствующих поясов и классов, а наиболее удаленные выделены в самостоятельные типы — бассейны областей перисубдукционной и периколлизионной активизации.

Для субдукционных поясов такую интерпретацию мы использовали не только по отношению к активизированным областям континентов, но и к эпиконтинентальным шельфам окраинных морей, развитым по периферии островодужных поясов (например, шельфы Юго-Восточной Азии). Последние в литературе интерпретируются по-разному, в частности и как бассейны пассивных окраин. Следуя общему принципу, мы включаем их в состав активноокраинных поясов, а далее рассматриваем как элемент либо задуговых, либо перисубдукционных бассейнов.

Тот же подход использован и по отношению к менее активному типу поясов — пассивноокраинному. Вопрос о структурной принадлежности проксимальных (приконтинентальных) частей их шельфовых областей, а тем самым и о границе со стороны континентов решается несколько неопределенно даже в современных бассейнах. Особенно это касается тех случаев, когда шельфовые (и палеошельфовые) акватории пассивных окраин заходят глубоко внутрь континентов, заливая обширные континентальные области, и при этом осложнены сетью рифтогенных (палеорифтогенных) систем. Например, современные северные шельфы Евразии, северо-восточный (в современных координатах) палеозойский палеошельф Восточно-Сибирского кратона, Приуральский палеозойский и Баренцевоморский кайнозойский палеошельфы Восточно-Европейского кратона и т. д. Все они могут рассматриваться в составе рифтогенных окраинноконтинентальных систем, но мы, следуя тому же принципу, относим их к пассивноокраинному классу. Правомерность такого подхода подтверждается тем, что и на современной поверхности Земли обширные гетерогенные шельфовые пространства такого типа структурно чаще соотносятся с пассивными окраинами (а не с теми или иными платформенными прогибами), и в палеобассейнах шельфовые осадочные комплексы являются органичным элементом разрезов пассивных окраин, составляя их значительную по объему часть, и часто практически не вычленяются из них.

Таким образом, общим принципом определения систематической принадлежности конкретных обстановок было предварительное решение о принадлежности к поясу (и классу) и лишь затем, в зависимости от этого, к типу бассейна.

Галогенсодержащими являются обстановки следующих классов и типов. I. Рифтогенные внутриконтинентальные. Галогенез широко распространен во всех выделенных типах этого класса: внутриконтинентальных рифтах, авлакогенах, надрифтовых впадинах, сдвиговых бассейнах. II. Рифтогенные межконтинентальные. Единственный выделенный тип межконтинентально-рифтовых бассейнов контролирует одну из наиболее масштабных разновидностей галогенных формаций. III. Пассивноокраинные. В бассейнах пассивных окраин галогенез имеет относительно значительные масштабы лишь в пределах активизированных (деструктированных) участков, а вне их он весьма ограничен. IV. Активноокраинные. Галогенсодержащими являются лишь задуговые бассейны (растяжения и сжатия) и впадины областей перисубдукционной активизации. V. Коллизионные. Галогенез широко развит во всех типах бассейнов: краевых прогибах, внутренних впадинах, остаточных бассейнах, впадинах позднеколлизионных рифтов и областей периколлизионной активизации.

В табл. III.8 даны систематизированные примеры современных и древних представителей галогенсодержащих бассейнов каждого геодинамического типа. Список включает большинство крупных галогенсодержащих бассейнов мира.

Обстановки, в которых галогенные формации не установлены и обнаружение их в дальнейшем маловероятно (на рис. III.15 их индексы помещены в квадратные рамки), с точки зрения галогенеза также заслуживают внимания прежде всего как показатели отрицательных условий соленакопления. Их набор также вполне устойчив. В деструктивно-дивергентной группе — это один класс рифтогенных океанических (спрединговых) обстановок. В трех других классах этой группы все типы в разной мере аккумулируют галогенные толщи. В группе конвергентных обстановок в классе активноокраинных бассейнов галогенные формации не установлены в бассейнах глубоководных желобов, преддуговых и междуговых трогов. В класс же коллизионных обстановок они известны в бассейнах всех типов. Совсем не содержат галогенных формаций, как уже отмечалось, обстановки третьей группы — собственно внутриплитные (не связанные с границами плит или с внутриконтинентальными рифтогенными системами) и океанические, и континентальные. Не установлены они и в сдвиговых смещениях, проявленных в пределах любых зон развития океанической коры, т. е. вне областей существования континентальной или субконтинентальной коры.

Уже простое сопоставление двух групп обстановок, типичных и нетипичных для галогенеза, с определенностью свидетельствует, что для него существуют как предпочтительные геодинамические ситуации, так и неблагоприятные (запрещенные?). Для последних легко прослеживаются два наиболее общих признака. Во-первых, чисто океанический тип коры при отсутствии континентальной в субстрате или в непосредственном обрамлении. Во-вторых, стабильный режим (стабильные области, стабильные фазы развития активных областей, стационарное состояние коры). Следует отметить, что и некоторые наиболее активные обстановки также не благоприятны для галогенеза (океанические рифты, глубоководные желоба). Однако это ограничение в большей мере касается обстановок, связанных с океанической корой, точнее с границами плит в пределах океанического типа коры, т. е. смыкается с первым ограничением.

Большинство таксонов классификации несет двойную смысловую нагрузку: пространственную и временну́ю. Так, классы обстановок могут

относиться как к поясам, так и к стадиям эволюции, типы — к структурным и стадиальным подразделениям более низкого ранга. Существующие между ними две системы связей — пространственные (латеральные, субсинхронные) и временны́е (последовательные, эволюционные) — отражены на рис. III.15.

По горизонтали (вверху) даны пространственные подразделения, а по вертикали (в левой части рисунка) — эволюционные. Характер пространственной группировки диктуется их соотношением с одновозрастными границами плит того или иного типа. Наиболее значимой при этом выступает современная кинематическая ситуация. Для эволюционной последовательности определяющим является представление об упорядоченности смены обстановок в течение геодинамического цикла, сопряженной с развитием океанического бассейна — от его зарождения до отмирания. Ключевой служит модель цикла Уилсона.

Оба эти подхода в явной или неявной форме присутствуют в большинстве геодинамических или палеогеодинамических исследований. Однако использование двух разных принципов систематики часто носит завуалированный характер, поскольку в обоих случаях анализ касается таксономических единиц, одинаково называемых и первоначально выделенных все же по единому принципу — соотношению с границами литосферных плит. Тем не менее специфика каждого из подходов вполне ощутима.

На рис. III.15 использован еще один подход, существенно отличающийся от двух изложенных. Его цель — выявить черты общности в развитии разнотипных галогенсодержащих структур. По направленности геодинамических напряжений, сопутствующих формированию конкретных депрессионных обстановок (но не поясов в целом), все многообразие их типов может быть подразделено на две большие группы [415]: 1) преобладающего растяжения — деструктивную или рифтогенную и 2) преобладающего сжатия — орогенную или инверсионную. (По объему названные группы не совпадают с рассмотренными выше дивергентной и конвергентной, выделенными по двум типам границ плит и по характеру напряжений непосредственно на этих границах.)

Первая группа включает разномасштабные и разностадиальные деструктивно-рифтогенные структуры (рифтовые и рифтоподобные), связанные с общим растяжением и деструкцией континентальной коры: раздвигами, сдвиго-раздвигами с полным или частичным разрывом и отрывом блоков или микроблоков. В группу входят структуры (и отвечающие им бассейны) нескольких генераций (рис. III.15). P-I — предокеанической (постплатформенной или эпиколлизионной): бассейны внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов 1^a, 2^a, *5*; P-I^a — пассивноокраинной: рифтогенные осложнения пассивных окраин, связанные с зонами деструкции *6А*; P-II — вторичного (задугового) рифтогенеза: *7*, *м7* [228, 376, 386]; P-III — коллизионной: бассейны позднеколлизионных рифтов *14*; P-IV — эпиколлизионной (раннеавлакогенной): бассейны внутриконтинентальных рифтов ранние, суббассейны собственно рифтовые 1^a; P-V — внутриплитной (ортоплатформенной): бассейны внутриконтинентальных рифтов поздние суббассейны собственно рифтовые 2^a. Рифтогенные структуры каждой из этих генераций могут циклично повторяться.

Различные генерации деструктивных структур закономерно распределяются также и в пространстве, тяготея к соответствующим типам геодинамических поясов. Так, с рифтогенными внутриконтинентальными поясами может быть связан ряд генераций внутриконтинентальных риф-

тов — предокеанические (P-I), доплитные (P-IV) и внутриплитные (P-V); с пассивноокраинными поясами — пассивноокраинные (рифтогенные осложнения пассивных окраин P-I[a]); с активноокраинными — структуры вторичного рифтогенеза (P-II); с коллизионными — коллизионные структуры (P-III).

Перечисленные деструктивные структуры обладают рядом сходных особенностей геодинамического развития, а также общностью стиля формирования и заполнения седиментационных емкостей, что и позволяет рассматривать их в единой группе континентальных деструктивно-рифтогенных (s.l.) структур [225, 226, 228, 327, 379]. Черты сходства отчетливо проявляются и в специфике галогенных комплексов и их рядов [20, 415].

Вторая группа галогенсодержащих обстановок объединяет депрессионные структуры, формирующиеся на фоне напряжений сжатия (орогенная группа): C-I — бассейны фаз сжатия в зонах активизации пассивных окраин *6А*; C-II — задуговые бассейны сжатия активноокраинных поясов — краевые прогибы *9* и внутренние впадины *м9*; C-III — краевые прогибы и внутренние впадины коллизионных поясов *11*, *12*; C-IV, C-V — бассейны инверсионных стадий внутриконтинентальных рифтов ранних *1*[e] и поздних *2*[e]. Разные генерации орогенных бассейнов, так же как и деструктивных, закономерно распределяются по соответствующим типам геодинамических поясов. Все они имеют ряд сходных эндогенных и седиментационных особенностей, а также близкий набор галогенных комплексов и их рядов.

Бассейны второй орогенной группы проявляют тенденцию наследовать пространственное положение бассейнов первой и развиваться либо над ними, либо непосредственно вблизи их. Такая унаследованность структур сжатия по отношению к структурам предшествующего растяжения выглядит достаточно закономерной, поскольку вполне может быть предопределена большей податливостью последних деформациям сжатия как вследствие деструктированности и утоненности коры в их основании, так и благодаря наличию в них мощного и податливого осадочного выполнения (а в рассматриваемых соленосных типах — сверхподатливого). К некоторым генетическим аспектам этого вопроса мы вернемся позднее.

Соотношения между бассейнами растяжения—деструкции и последующего сжатия—инверсии во времени варьируют. Во многих случаях они относятся к одной стадии мегацикла и разделены лишь процессами (и бассейнами) интенсивного постдеструкционного прогибания или проседания. Иногда их разделяют более значительные временные и стадиальные интервалы. В целом наиболее общей тенденцией эволюции является трехстадийное развитие, сопоставимое со стилем развития внутриконтинентальных рифтов [225, 327]: растяжение→прогибание (проседание)→сжатие (рис. III.15).

Сказанное позволяет рассматривать и собственно деструктивно-рифтовые и орогенные бассейны, развивающиеся в связи с едиными рифтогенными (s.l) системами, как элементы эволюции этих систем: как выражение закономерных стадий (ранней и поздней) их онтогенического цикла. А это в свою очередь даст основание проводить их совместный попарный анализ, используя обобщенную модель эволюционирующих рифтогенных (s.l.) систем, развивающихся в режиме растяжение—сжатие или деструкция—орогенез. Поскольку развитие каждой деструктивно-орогенной пары коррелируется с одной из последовательных стадий геодинамического

мегацикла (в случае полицикличности самой стадии — с формирующим ее элементарным циклом) (см. рис. III.15), то весь мегацикл в итоге может быть представлен в виде последовательности из деструктивно-орогенных структур разных геодинамических типов, циклично повторяющихся и закономерно сменяющих друг друга. Черты различия (индивидуальности) каждой галогенсодержащей структуры отражены именно в их принадлежности к разным стадиям мегацикла. Благодаря этому, рассматриваемая «рифтогенная» модель может служить дополнительным инструментом эволюционного геодинамического анализа галогенсодержащих бассейнов, для которых она имеет особое значение, поскольку их избирательная связь с континентальными деструктивно-рифтогенными системами при таком широком их понимании является общей закономерностью [20, 415].

Итак, рассмотренная классификация представляет собой ранжированный набор обстановок накопления и ненакопления галогенных комплексов. Галогенсодержащими являются обстановки следующих классов (и типов): рифтогенные внутриконтинентальные (внутриконтинентальные рифты, авлакогены, надрифтовые впадины); рифтогенные межконтинентальные; пассивноокраинные; активноокраинные (задуговые бассейны растяжения и сжатия); коллизионные (краевые прогибы, внутренние впадины, остаточные бассейны, впадины позднеколлизионных рифтов). Избирательность локализации галогенных комплексов проявляется в отношении как пространственных подразделений, так и временных. Положительные связи обнаруживаются (в наиболее общем виде) с активными обстановками и фазами, с континентальными, но обязательно деструктируемыми (или ранее деструктированными) типами коры, отрицательные — со стабильными обстановками и фазами, с ненарушенными континентальными и всеми «чисто» океаническими типами коры. Общей чертой галогенсодержащих бассейнов, проявляющейся на фоне как дивергентных, так и конвергентных режимов, является их связь с разнотипными континентальными рифтогенными (s.l.) системами и с определенными фазами их эволюции.

III.2.4.2. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИХ БАССЕЙНОВ

К *современным* (с точки зрения геодинамического развития) мы относим все галогенсодержащие бассейны, в которых аккумуляция осадков в характерном для них геодинамическом режиме еще не завершилась и в один из моментов ее осуществления реализовался или реализуется ныне процесс галогенеза [347]. При таком понимании к современным относятся и те бассейны, в которых наблюдаемый ныне тип режима установился не в собственно современную эпоху, а значительно раньше (вплоть до юры—мела, хотя чаще — на новейшем этапе), но до сих пор не претерпел перестройки. Проявления галогенеза также могут быть связаны лишь с ранними фазами их существования. Для обозначения процессов галогенеза собственно современных (s.str.), протекающих в настоящее (или историческое) время, мы используем другой термин — *современный галогенез*.

В разрезах современных галогенсодержащих бассейнов (как и любых других) можно выделить два элемента. Верхний — собственно седиментационный бассейн с морским, озерным или субаэральным осадконакоплением. Нижний — аккумулятивное осадочно-породное тело, отвечающее уже заполненной части депрессионной палеоструктуры. Если бассейн только начал формироваться в данной геодинамической обстановке, то его нижний

элемент может практически еще отсутствовать. В принципе возможна и обратная ситуация: может оказаться невыраженным верхний элемент, например бассейн переживает фазу перерыва в осадконакоплении. Очевидно, проявления современного (s.str.) галогенеза соотносятся с верхним элементом бассейнов, а уже сформированные галогенные комплексы — с нижним.

В современных галогенсодержащих бассейнах проявления современного (s.str.) галогенеза фиксируются далеко не всегда: иногда имеются лишь погребенные галогенные формации, связанные с более ранними фазами существования данного геодинамического режима. В других случаях, наоборот, известны проявления современного (s.str.) галогенеза, а более древние галогенные комплексы в разрезе бассейна не установлены. Однако чаще наблюдается сочетание и тех и других. В последнем случае, как правило, ареал современного галогенеза пространственно совпадает с древним, продолжая наращивать галогенные комплексы осадочного бассейна. Примерами бассейнов первого типа может служить Предкарпатский краевой прогиб с миоценовыми галогенными формациями; второго — солеродные озерные впадины Кенийского внутриконтинентального рифта (Магади, Натрон и др.) или Центральноазиатского горного периколлизионного пояса (Гобийские, Восточно-Монгольские и др.); третьего — Месопотамский краевой прогиб, Красноморский межконтинентальный рифт, Восточно-Средиземноморские остаточные и Западно-Средиземноморские тафрогенные впадины — все с мощнейшими миоценовыми галогенными формациями и с проявлениями современного (s.str.) галогенеза небольшой интенсивности в морских и континентальных седиментационных бассейнах.

Следует отметить, что отнесение бассейнов, в которых установлены лишь небольшие современные (s.str.) проявления галогенеза, к группе галогенсодержащих достаточно условно. Вопрос этот зависит от масштабов протекающих процессов и условий захоронения, так что его решение до завершения этих процессов, строго говоря, является преждевременным. Однако мы их все же рассматриваем в составе группы, поскольку даже небольшие проявления современного галогенеза отчетливо подчиняются общим тенденциям геодинамического размещения галогенных образований.

Материалы, касающиеся современных галогенсодержащих бассейнов, довольно многочисленны. Но их обобщение и геодинамический анализ в литературе отсутствуют. При систематизации этих материалов учтены все известные нам региональные и обзорные работы, в наибольшей мере публикации [15, 33, 38, 116, 120, 242, 246, 247, 252, 272, 297, 323, 329, 331, 488]. Размещение современных галогенсодержащих бассейнов в кинематической структуре Земли новейшего тектонического этапа иллюстрирует схематическая карта (рис. III.16, см. вкладку в конце книги). Ее геодинамическая основа составлена по тем же принципам, что и на большинстве карт и схем такого рода [42, 68, 127, 225, 230, 241, 348, 354, 522, 531], отражая, как и в рассмотренной выше классификации, соотношение с границами плит или с другими глобальными линеаментами. Особый акцент сделан на выделение активных геодинамических поясов, вытянутых вдоль трассирующих их современных границ плит и рифтогенных систем. Выделены пояса: внутри- и межконтинентально-рифтовые, океанических рифтов, пассивноокраинные, субдукционные и коллизионные. В пределах субдукционных и коллизионных поясов обособлены их периферические зоны (соответственно перисубдукционные и периколлизионные), имеющие самостоятельное значение. На территории Северной Ев-

разии намечено ориентировочное положение северной границы общего ареала влияния коллизионных процессов — периорогенной области [124]. Показаны, кроме того, фрагменты палеорифтов, контролирующие современные надрифтовые впадины.

Карта дает наглядную картину соотношения современных галогенсодержащих бассейнов с общей геодинамической ситуацией Земли. Четко выступает главная закономерность: связь подавляющей части бассейнов, в том числе всех без исключения масштабных, с активными планетарными геодинамическими поясами. Поэтому приводимый ниже краткий обзор бассейнов привязан к поясам. Индексы, сопровождающие наименования бассейнов, состоят из первой буквы названия класса обстановок и порядкового номера бассейна в этом классе.

Рифтовые пояса внутри- и межконтинентальные (объединенные). Современные галогенсодержащие бассейны широко распространены в Афро-Аравийском и Рейнско-Ливийском поясах, более ограниченно — в менее протяженном Калифорнийском, слабо выражены — в Байкальском и не известны — в Момском.

Афро-Аравийский внутри- межконтинентально-рифтовый пояс представляет собой систему взаимосвязанных рифтовых структур [96, 224]. В отдельных его сегментах находятся разные типы и подтипы галогенсодержащих бассейнов, отвечающие последовательным стадиям развития системы. Перечислим их в эволюционной последовательности.

Бассейны Кенийского и *Танганьикского рифтов (Р-1)* соответствуют собственно рифтовой стадии, подстадии континентального рифта. Голоценовые и современные озерные содовые отложения и рапа (озера Натрон, Магади, Катво и др.) содержат огромные запасы карбонатов, хлоридов и фторидов Na, Mg, K [230, 329]. Имеются месторождения магнезита, магнезиальных бентонитовых глин и осадочных фосфатов. Комплекс макро- и микрокомпонентов соленосных отложений отвечает таковому в лавах и термальных флюидах расположенного рядом современного карбонатито-нефелинового вулкана Олдоинья-Ленгаи [230].

Бассейн Суэцкого грабена (Р-2) вмещает в себя миоценовую галогенную формацию галититового типа, отвечающую рифтовой стадии, подстадии морского рифта. Современный галогенез представлен озерно-лагунными и сэбховыми отложениями сульфатно-кальциевого и хлоридно-натриевого типов.

Бассейн Мертвого моря (или *Левантийский, Р-3)* отвечает структуре сдвигового типа в пределах рифтовой системы [242]. Включает в себя мощную плиоценовую калиеносную (?) формацию, горизонты солей и гипсов в четвертичных отложениях и современные сэбхово-лагунные и озерные осадки того же состава. В современном виде представляет собой модель глубоководного озерного солеродного бассейна, высококонцентрированная рапа которого содержит промышленные концентрации Br, K, Li и интересна наличием явной связи с восходящей разгрузкой из подстилающих соленосных отложений (плиоценовых и, по-видимому, триасово-юрских).

Бассейн Красноморского межконтинентального рифта (Р-4) вмещает две миоценовые галогенные формации. Нижняя (N_1^1) — галититовая — мощностью $n \cdot 10 \div n \cdot 100$ м, связана с подстадией морского рифта; верхняя (N_1^3) — хлоридно-калиевая (?) — мощностью до 2—3 км и более — с микроокеанической подстадией. Характерны переслаивание солей

с базальтами и осложненность солянокупольной тектоникой. Современные сульфатно-кальциевые и галититовые отложения широко развиты в прибрежных сэбхово-лагунных и прибрежно-озерных условиях, а также в депрессионно-морских обстановках глубоководных впадин. Последние локализованы вдоль осевой зоны рифта (вдоль оси начального спрединга), выполнены стратифицированными термальными хлоридно-кальциевыми рассолами, обогащенными, как и осадки, рядом рудных компонентов (Ag, Zn, Cu и др.), и представляют собой современные модели глубоководных солеродных котловин с внутрибассейновым (глубинным) типом изоляции и питания. Осадконакопление находится на стадии формирования подсолевых сульфатоносных отложений смешанного состава с повышенной металлоносностью. Источником солей и металлов служит восходящая разгрузка высокотемпературных металлоносных хлор-кальциевых рассолов из подстилающих комплексов пород, а высокотемпературное глубинное ангидритонакопление обязано своим возникновением их смешению и взаимодействию с сульфатами морской воды [198, 454 и др.].

Впадина Данакильского межконтинентального рифта (Р-5) находится в зоне трехлучевого сочленения. Вмещает мощную плейстоценовую формацию сульфатно-калиевого (?) типа. Современный галогенез проявлен в континентально-озерных условиях, тесно сопряжен с разгрузкой термальных рассолов и активным вулканизмом.

Нижненильский бассейн (Р-6) развит в периферической части рифтовой системы. Характеризуется современными озерными отложениями содового типа.

В целом Афро-Аравийская система, являющаяся классическим актуалистическим примером планетарного внутри- межконтинентально-рифтового пояса, с полным основанием может служить эталоном пояса современного галогенеза (и сопряженного рудогенеза) того же класса. При этом эталоном как пояса в целом, так и отдельных его эволюционных геодинамических (и ландшафтных) типов: континентальных рифтов (включая сдвиговые разновидности), морских рифтов, микроокеанических бассейнов. Особенно это важно для познания бассейнов ранних стадий рифтогенеза, хуже всего сохраняющихся в геологических разрезах.

Рейнско-Ливийский внутриконтинентально-рифтовый пояс описан как единая структура Е. Е. Милановским [224]. Галогенные образования установлены в разных звеньях этой протяженной дискретной структуры. С севера на юг выделяются следующие бассейны.

Верхнерейнский бассейн (Р-7) отвечает собственно рифтовой стадии. Вмещает мощные галогенные формации хлоридно-калиевого (P_{2-3}) и хлоридно-натриевого (N_1) типов, формирование которых связано с подстадией морского рифта.

Ронские бассейны (Р-8) также отвечают собственно рифтовой стадии, вмещают формации сульфатно-кальциевого типа (N_1), по-видимому, соответствующие подстадии морского рифта.

Ливийский бассейн (Р-9) связан с рифтовой стадией, подстадией континентального рифта. Известны лишь современные озерные осадки содового типа.

Бассейн озера Чад (Р-10) соответствует отрезку рифтовой системы с ограниченной деструкцией континентальной коры. Вмещает галититовую формацию (K_2), возникшую на собственно рифтовой стадии, а также проявления современного озерного галогенеза содового типа, отвечающие второй стадии — проседания или синеклизной.

Бассейн Бенуэ (или *Нигерийский, Р-11)* представляет собой внутриконтинентальное звено трехлучевой системы, возникшей при раскрытии Атлантического океана в меловом периоде, и является, таким образом, молодым авлакогеном, еще не прошедшим всего цикла развития, а находящимся на второй стадии (проседания). С первой, собственно рифтовой, стадией связана верхнемеловая галититовая морская формация, со второй — миоценовая галититовая, а также небольшие современные проявления галогенеза сэбхово-лагунного типа.

Калифорнийский межконтинентально-рифтовый пояс относится к протяженной рифтовой системе, к зоне внедрения океанического рифта в пределы активной окраины Северо-Американского континента. По различиям в характере распространения галогенных отложений условно выделены три отдельных бассейна.

Калифорнийский бассейн (Р-12) известен проявлениями современного галогенеза сульфатно-кальциевого и хлоридно-натриевого типов в сэбхово-лагунных условиях вдоль побережья Калифорнийского окраинно-океанического залива.

Бассейн Солтон-Си (Р-13) в присдвиговой депрессии Солтон-Трог вмещает плейстоценовые и современные преимущественно озерные отложения сульфатно-натриевого и содового типов. Бассейн широко известен благодаря высоким концентрациям в термальных подземных и поверхностных рассолах ряда полезных микрокомпонентов (Li, B, Zn, Pb, Fe, Mn и др.), а также CO_2, связанных с активной разгрузкой высокотемпературных газогидротермальных систем [38, 39].

Бассейн Ойо-де-Либре (Р-14) представлен лагунами в пределах океанического побережья с проявлениями современного галогенеза сульфатно-кальциевого и галититового типов.

Байкальский внутриконтинентально-рифтовый пояс на всем протяжении находится на собственно рифтовой стадии, на подстадии континентального рифта. В *Баргузинском (Р-15)* и *Гусиноозерском (Р-16) бассейнах*, локализованных в грабеновых депрессиях, отмечаются небольшие проявления современных озерных отложений сульфатно-натриевого и содового типов.

Пассивноокраинные пояса. На фоне чрезвычайно широкого распространения современных пассивноокраинных осадочных бассейнов их галогенсодержащие разновидности развиты ограниченно. При этом следует подчеркнуть одно важное положение. Как известно, в последние десятилетия вдоль окраин Атлантического и в меньшей мере Индийского океанов установлено существование протяженных поясов мощнейших соленосных формаций, залегающих в основании комплекса пассивных окраин [82, 120, 252, 454]. Благодаря четкой локализации вдоль современных пассивных окраин, эти формации чаще всего соотносятся с ними и геодинамически. В то же время установлено (и никем из исследователей не подвергается сомнению), что их образование тесно связано с более ранней — микроокеанической, межконтинентально-рифтовой, стадией, обычно сопоставляемой с красноморской, предшествовавшей полному разрыву континентальных масс и раскрытию океанов. Поэтому естественно относить все эти образования к бассейнам межконтинентальных рифтов. Но из такой интерпретации вытекают два важных следствия, которые также необходимо учитывать. 1. Бассейны пассивных окраин не являются локализаторами мощных галогенных формаций. 2. Вмещающие эти формации бассейны межконтинентальных рифтов относятся не к современным,

а к палеогеодинамическим, поскольку в пределах всех пассивных окраин их перекрывают собственно пассивноокраинные комплексы. Как таковые эти бассейны не подлежат включению в число современных галогенсодержащих бассейнов, а значит и нанесению на рис. III.16.

Однако мы их все же показали, хотя и особым знаком, по следующим соображениям. Положение основной массы солей рассматриваемых бассейнов близко к пограничному между комплексами межконтинентальных рифтов и пассивных окраин. При этом некоторая их часть залегает непосредственно на участках океанической коры, сформированных уже синхронно ранним стадиям становления пассивной окраины. Последний, весьма важный, факт может быть объяснен следующими причинами. На ранних стадиях формирования пассивной окраины на фоне высокоэнергетических, высокотемпературных, сейсмоактивных процессов спрединга, деструкции и разрыва континентальной коры, сопровождаемых трансформацией микроокеанических бассейнов в собственно океанические, неминуемо должно было происходить широкомасштабное перемещение высокопластичных, в таких условиях «текучих» (по закону течения вязких жидкостей) соляных масс из-под мощных толщ перекрывающих осадков. Наиболее вероятным направлением перемещения, помимо восходящего — диапиризма, является сползание, стекание, выдавливание в виде своеобразных «языков» в пределы смежных частей формирующейся океанической коры: в наиболее интенсивно погружающиеся глубокие емкости, еще не заполненные и не перекрытые осадками.

Подобные предположения уже высказывались в литературе [82]. Основанием для них служат как собственно геологические факты и сопоставления (проникновение солей на расстояние до 200 км и более в пределы глубоководных впадин с океанической корой, характер их залегания, надвигание на более молодые осадки, деформация поверхности «молодых» солей и др.), так и наблюдения за кинетикой течения солей в сопоставимых по термобарическим показателям современных обстановках, включая инструментальные измерения на больших глубинах и в забоях скважин [82]. Таким образом, хотя накопление основной массы солей связано со стадией межконтинентальных рифтов, завершение их формирования (возможно точнее, переформирования) может соотноситься с началом пассивноокраинного развития. Имея это в виду и учитывая чрезвычайную важность рассматриваемых комплексов в качестве геодинамических индикаторов, мы и показываем наиболее значительные из них на рис. III.16.

Обсуждаемые соляные толщи связаны с тремя возрастными интервалами, представители каждого из которых отчетливо трассируют планетарные палеорифтогенные пояса (их разорванные ветви).

I. Поздний триас — ранняя юра. Северо-Американская и Западноафриканско-Европейская ветви некогда единого пояса вдоль противоположных побережий современной Северной Атлантики; Восточно-Африканская и Западно-Мадагаскарская ветви, ныне разделенные океанической корой Мозамбикского пролива.

II. Поздний триас (?) — средняя—верхняя юра. Северо-Мексиканская и Юкатанская ветви, разделенные в результате среднемелового спрединга океанической корой впадины Сигсби [36, 374].

III. Ранний мел. Южно-Американская (Бразильская) и Западно-Африканская (Гвинейская) ветви былого единого пояса вдоль противопо-

ложных побережий Южной Атлантики (обс с одинаковым, при этом крайне редким и промышленно важным типом бишофито-тахгидритовых солей).

В заключение подчеркнем, что все три возрастных интервала соленакопления точно соответствуют последовательности миграции с севера на юг зон раскола и раскрытия Атлантики (и начала пассивноокраинного развития).

Прежде чем вернуться к характеристике собственно пассивноокраинных бассейнов, следует повторить, что, исключив все обсуждавшиеся выше мощные галогенные формации из их состава, мы тем самым вывели и сами эти бассейны, как и пассивноокраинные пояса в целом, из числа главных аккумуляторов галогенных комплексов, поскольку в вышележащих частях их разрезов такие комплексы представлены очень ограниченно. Они не сопоставимы с толщами солей, развитыми в основании пассивноокраинных бассейнов ни по мощности и протяженности, ни по интенсивности и полноте галогенеза.

В разрезах современных пассивноокраинных бассейнов галогенные комплексы установлены в отдельных бассейнах окраин Индийского океана, Мексиканского залива, Северного Ледовитого и Южного океанов.

Прииндоокеанский пассивноокраинный пояс Австралии включает в себя *бассейны Западно-Австралийский (П-1)* и *Южно-Австралийский (П-2)*. В обоих отмечаются довольно интенсивные проявления современного галогенеза сульфатно-кальциевого и галититового типов в приокеанических лагунных обстановках (Шарк, Куронг и др.).

В Примексиканском пассивноокраинном поясе выделены *бассейны Мексиканского залива (Галф-Кост, П-3)* и *Юкатанский (П-4)*. Они расположены по обе стороны от глубоководной котловины Сигсби Мексиканского залива. Учитывая большую актуалистическую значимость этого региона в познании геодинамических обстановок соленакопления остановимся на нем чуть подробнее.

В мезозойско-кайнозойской истории Примексиканского региона можно выделить ряд основных стадий (фаз) и событий, определивших также и историю галогенеза [36, 374 и др.].

I. Поздний триас — средняя—поздняя юра. Рифтовая стадия: деструкция континентальной коры, заложение системы субширотных трогов; формирование в зоне осевого трога субокеанической коры (микроокеаническая подстадия) и отвечающего ей глубоководного (2—3 км) бассейна, разделившего Северную и Южную Америку. Бассейн составлял западный отрезок Центральноатлантической ветви раскрывавшегося обширного океанического бассейна Тетис.

II. Ранний—средний мел. 1-я фаза — заложение Антильских дуг, активизация вулканических дуг Центральной Америки; 2-я фаза — спрединг в Мексиканской впадине и формирование глубоководной (3—4 км) котловины Сигсби; 3-я фаза — спрединг и заложение Карибской котловины; 4-я фаза — активизация в пределах пассивноокраинных обрамлений Мексиканской котловины как следствие перечисленных процессов.

III. Миоцен. Активизация вулканических дуг Центральной Америки.

IV. Плиоцен—голоцен. Отдельные фазы ограниченной активности в пределах вулканических дуг.

Каждой стадии тектонической активности соответствуют проявления галогенеза в бассейне Мексиканского залива и его обрамлений.

I. Поздний триас (?) — средняя—поздняя юра. Формирование мощной толщи солей в еще едином глубоководном микроокеаническом бассейне.

II. Ранний—средний мел. Расчленение в ходе спрединга осадочного тела, вмещающего юрские соли (и массы солей), на две относительно самостоятельные части: севера Мексиканского залива и Юкатанскую, разделенные впадиной Сигсби. Возможно, «вытекание» части соли в формирующуюся более глубоководную ванну с океанической корой [36]. Образование ранне-среднемеловых галогенных формаций в пределах активизированных частей шельфа пассивноокраинных обрамлений: сульфатно-кальциевых — в бассейне Мексиканского залива, галититовых — в Юкатанском бассейне.

III. Миоцен. Образование в задуговом (?) бассейне сжатия, связанном с развитием Антильской дуги, галититовой формации *(С-4)*.

IV. Плиоцен—голоцен. Рост соляных куполов. Проявления четвертичного и современного галогенеза хлоридно-натриевого и сульфатно-кальциевого типов в лагунно-сабховых и мелководно-заливных условиях в зонах развития солянокупольных структур *(П-3, П-4)*.

Из перечисленных галогенных образований к рассматриваемому типу современных пассивноокраинных бассейнов относятся комплексы второй (K_{1-2}) и четвертой (N_2—Q) стадий. Оба они хорошо выражены как в северной части бассейна Мексиканского залива, так и в Юкатанском бассейне, причем в каждом из них соотносятся с двумя фазами активности. Мощные соляные толщи первой стадии [T_3 (?)—J_{2-3}], входящие в состав уже обсуждавшихся бассейнов межконтинентальных рифтов, подстилают пассивноокраинные комплексы, а образования третьей (N_1, *С-4*) отнесены к бассейнам субдукционной группы и рассматриваются в ее составе.

В пассивноокраинных поясах обрамлений Северного Ледовитого и Южного океанов *бассейны Нордвикский (П-5)* и *Мак-Мардосский* находятся в контурах деструктированных участков морей Лаптевых и Росса, в зонах влияния процессов новейшей активизации. В Нордвикском бассейне проявления четвертичного и современного галогенеза сульфатно-натриевого типа связаны с разрушением девонских солянокупольных структур. Возможно, в Мак-Мардосском бассейне галогенез имеет аналогичную природу.

Активноокраинные (субдукционные) пояса окраинноконтинентальные и островодужные. Современные галогенсодержащие бассейны этого типа широко распространены в пределах Западно-Американского (Восточно-Тихоокеанского) окраинноконтинентального пояса и локально — в пределах Западно-Тихоокеанского и Антильского островодужных поясов.

Западно-Американский активноокраинный пояс представлен двумя ветвями: Северо-Американской и Южно-Американской. Большинство современных галогенсодержащих бассейнов связано с обстановками вторично-рифтового растяжения, реже — с впадинами поясов перисубдукционной активизации.

На Северо-Американском континенте бассейны первого типа широко распространены в *Провинции Бассейнов и Хребтов (С-1)*. Здесь в разрезах многих грабеновых депрессий с терригенным или вулканогенно-терригенным выполнением присутствуют разновозрастные (от позднеолигоцен-раннемиоценовых, отвечающих времени заложения всей геоструктуры, до современных) озерные галогенные комплексы пестрого состава со значительной ролью содовых и сульфатно-натриевых отложений. Некоторые из них (Сёрлз, Оуэнс, Большое Солёное озеро и др.) широко известны благодаря наличию в озерных рассолах, в межкристальной рапе и подземных водах крупных разрабатываемых скоплений соды, сульфатов натрия и

богатого комплекса ценных микрокомпонентов, в том числе промышленно освоенных или осваиваемых Li, B, W, Sb, As и др. [38, 39]. Характерен тесный пространственно-временной парагенезис с вулканогенно-осадочными месторождениями B, образующими здесь одну из крупнейших борнорудных провинций мира (месторождения пустыни Мохаве, Долины Смерти и др. [247]).

Альберта-Дакотский (С-2) и *Юконский (Аляскинский, С-3) бассейны* развиты в области перисубдукционной активизации. Для первого характерны современные озерные отложения сульфатно-натриевого типа, формирование которых отчетливо сопряжено с деформациями и разрушением мощных толщ девонских солей. Добыча сульфата натрия из осадков и рассолов этих бассейнов составляет основу сульфатной промышленности Канады [38, 297]. В Юконском бассейне отмечаются современные содопроявления.

Антильский бассейн (С-4), упоминавшийся выше, в обзоре Мексиканского региона, сформирован в задуговой (?) обстановке Антильской дуги. Он вмещает миоценовую формацию галититового типа.

На Южно-Американском континенте современные галогенсодержащие бассейны в основном связаны с вторично-рифтовыми структурами. Довольно широко они распространены в пределах высокогорных областей *Альтиплано (С-6)* и *Атакама-Пунийской (С-7)*, где представлены плиоцен-четвертичными и современными отложениями озер, саларов пестрого состава с широким развитием содового и сульфатно-натриевого типов, а также самого редкого нитратного. С ними связаны чрезвычайно высокие концентрации и запасы B, Li, иногда K, Rb и др.

В *Венесуэльском бассейне (С-5)* известны небольшие современные проявления галогенеза сульфатно-кальциевого типа.

Бассейн Бокано-де-Вирилла (С-8) — один из относительно часто упоминаемых в литературе представителей современного соленакопления ([342] и др.), по своей приокеанической позиции отвечает преддуговому бассейну, вероятно, в большей мере связан с вторично-рифтовой структурой, занимающей здесь кососекущее положение и выходящей на этом участке в преддуговую область.

В Западно-Тихоокеанском поясе проявления современного галогенеза упоминаются в литературе лишь в двух бассейнах: окраинном *Коралловоморском (С-9)* и краевом *Тиморско-Арафурском (С-10)*. Оба представлены небольшими современными прибрежно-лагунными образованиями сульфатно-кальциевого типа. Несмотря на небольшие масштабы наблюдаемых ныне галогенных комплексов, эти бассейны, особенно второй, представляют значительный интерес. Они являются почти единственными актуалистическими представителями галогенсодержащих бассейнов данного тектоно-седиментационного типа. В то же время древние бассейны этого типа вмещают мощнейшие галогенные формации ($Є_{1-2}$ Восточно-Сибирского бассейна, J_3 Амударьинского и др.), но как тип солеродных водоемов считаются «вымершими» [342]. Оба рассматриваемых современных бассейна находятся в тех же геодинамических обстановках, что и кембрийская и верхнеюрская формации, лишь на более ранних стадиях их формирования. Наиболее близки к предгалогенной ситуации Восточно-Сибирского и Амударьинского бассейнов, в том числе и по литолого-фациальным показателям, условия Тиморско-Арафурского бассейна.

Итак, в пределах субдукционных поясов основная часть современных галогенсодержащих бассейнов связана с задуговыми обстановками, от-

дельные — с перисубдукционными впадинами; почти все известные галогенные комплексы имеют небольшие масштабы и представлены озерно-континентальными и лагунными образованиями, в то время как мощные морские формации не известны. Последнее обстоятельство, по-видимому, отражает не только специфику современных представителей этого класса, но и недостаточность изученности глубоких частей осадочных бассейнов активноокраинных поясов, особенно под дном окраинных морей.

Коллизионный тип. Представлён одним Альпийско-Гималайским поясом, в пределах которого сосредоточена почти половина всех известных современных галогенсодержащих бассейнов мира, в том числе бо́льшая часть наиболее масштабных. В нем ярко представлены бассейны всех типов коллизионного класса. В составе пояса можно выделить две области: одна связана с собственно коллизионными обстановками, вторая — с периколлизионными. Первая занимает бо́льшую часть западной половины пояса, вторая — почти целиком восточную (Евразиатский «пояс торошения» [105, 127]), а на западе лишь обрамляет коллизионную область в виде неширокой полосы.

В собственно коллизионной области развито большое число бассейнов, причем почти все они вмещают чрезвычайно мощные и значительные по площади галогенные формации, связанные с разными стратиграфическими интервалами новейшего этапа, но главным образом — с миоценом. Среди них преобладают морские, часто депрессионно-морские мощные калиеносные формации (литолого-фациальный макротип *I*). Именно они определяют облик пояса. Менее распространены лагунные и озерные образования. В голоценовых отложениях здесь также повсеместно фиксируются многочисленные проявления галогенеза разнообразных фациальных и вещественных типов. Однако по масштабу эти проявления преимущественно небольшие, не сопоставимые с миоценовыми. Каждый геодинамический тип обстановок представлен рядом галогенсодержащих бассейнов.

Бассейны краевых прогибов образуют прерывистые цепочки, очерчивающие собственно коллизионную область.

Месопотамский бассейн (К-1) развит на фронте растущих горных сооружений Загроса, где в складчато-надвиговые деформации вовлечены (и продолжают вовлекаться) межконтинентально-рифтовые и пассивно-окраинные комплексы Аравийской плиты и подстилающая их V—Є-соль, сформировавшаяся во впадинах байкальского коллизионного пояса. Бассейн вмещает мощную миоценовую, вероятно, калиеносную формацию, сильно осложненную галокинетическими и тектоническими деформациями, а также современные отложения сульфатно-кальциевого типа, широко развитые в лагунно-сэбховых обстановках прибрежных зон Персидского залива. Бассейн может служить наглядным примером сопряженности процессов выдавливания древних соляных масс в седиментационные прогибы и накопления в последних новых генераций солей: сначала в миоцене — разгрузка венд-кембрийских солей и мощное миоценовое соленакопление, а ныне — уже совместная разгрузка венд-кембрийских и миоценовых солей и современный (пока ограниченный по масштабу) галогенез. Современная фациальная ситуация Персидского залива передает (в деталях) специфику пред- и раннегалогенных обстановок мелководно-морского и прибрежно-сэбхового типов. Особенно отчетливо она сопоставляется с раннепермской в Днепровско-Донецкой впадине [120, 157, 281]. С миоценовой формацией связаны очень крупные месторождения самородной серы (Миш-

рак и др.), а с подстилающими карбонатными комплексами — уникальные скопления углеводородов, в том числе высокосернистых.

Предальпийский (К-2) и *По-Адриатический (К-3) бассейны* развиты по разные стороны складчато-надвиговых комплексов Альпийского пояса. Вмещают мощные галититовые толщи миоценового возраста.

Предкарпатские бассейны (К-4) оконтуривают внешнюю зону Карпатской дуги. В разрезе выделяются две галогенные формации миоценового возраста: нижняя, сульфатно-калиевого типа, объединяющая ряд мощных соляных толщ, и верхняя, галититовая, небольшой мощности. Формирование верхних толщ солей происходило на фоне интенсивного вовлечения нижних в покровно-надвиговые деформации, их смятия, раздавливания и переседиментации, т. е., по-видимому, в обстановке, в какой-то мере сходной с ныне наблюдаемой в Предзагросской зоне. С нижней формацией связаны крупные месторождения солей сульфатно-калиевого типа и небольшие залежи полиметаллических руд; с верхней — уникальные по запасам месторождения самородной серы.

Обстановкам внутренних (межгорных) впадин во внутренних частях коллизионного пояса отвечают *бассейны Закарпатские (К-5), Среднеараксинский (К-6), Межгорных впадин Ирана (К-7)* и *Анатолийские (К-8)*. Закарпатские бассейны вмещают мощные соляные толщи галититового типа (N_1^2), Среднеараксинский и бассейны Межгорных впадин Ирана — хлоридно-калиевого (N_1^2 в первом и P_2—N_1 — во вторых). Для Закавказья и Ирана характерны также голоценовые проявления галогенеза содового и сульфатно-натриевого типов. В неоген-четвертичных бассейнах Анатолийской группы установлено широкое развитие содового галогенеза с образованием крупнейших промышленных концентраций соды (месторождение Беупазари, Турция). В пределах Анатолийского плато, а также Иранского нагорья содовый галогенез закономерно сочетается с вулканогенно-осадочным боронакоплением [247].

Остаточные бассейны коллизионного пояса представлены Восточно-Средиземноморскими, Черноморским и Южно-Каспийским.

Восточно-Средиземноморские бассейны [*Ионический* и *Леванта (К-9)*] содержат в своем разрезе мощные мессинские N_1^3 (а возможно, и ранне-среднемиоценовые) галогенные формации сульфатно-калиевого типа. Современный галогенез сульфатно-кальциевого и хлоридно-натриевого типов развит в прибрежных лагунно-сэбховых зонах и обнаружен в глубоководных депрессиях над солянокупольными структурами ([112], Конюхов А. И., 1993; Живаго А. В., 1994).

Черноморский (К-10) и *Южно-Каспийский (К-11) бассейны* мы рассматриваем в качестве единых депрессионных седиментационно-осадочных систем, по объему отвечающих принятому определению современных галогенсодержащих бассейнов, и в соответствии с этим включаем в них: 1) современные седиментационные ванны, причем в равной степени морские акватории и лагунно-континентальные обрамления; 2) осадочно-породные комплексы, в том числе галогенсодержащие, тоже как обрамлений, так и внутренних частей морей. При этом в контуры Черноморского бассейна попадают миоценовые сульфатно-кальциевые отложения Индоло-Кубанского прогиба, развитые в северо-восточном обрамлении современной акватории, среднечетвертичные галититовые толщи в разрезах внутренних частей акватории, голоценовые преимущественно сульфатно-натриевые в приморских лагунах, озерах и лиманах северной части Черноморского побережья. В состав Южно-Каспийского бассейна включаются

миоценовые сульфатно-кальциевые отложения Красноводского полуострова, плиоценовые сульфатно-натриевые Западнотуркменско-Красноводского обрамления и четвертичные также сульфатно-натриевые отложения зал. Кара-Богаз-Гол.

С сульфатоносными комплексами этих двух бассейнов связаны проявления самородной серы Керченского полуострова (N_1^2), серы и целестина Красноводского (N_1^{2-3}, N_2^3). Общая современная седиментационная обстановка обоих бассейнов сопоставима с ситуацией, предшествующей масштабному галогенезу: депрессия (с сероводородным заражением) в эпицентре, в пределах акватории и сэбхово-лагунный, озерный и континентальный галогенез (его начало) в обрамлении. Хотя приведенное понимание объема рассматриваемых бассейнов вовсе не является общепринятым ни по отношению к их осадочным комплексам вообще, ни к их галогенным подразделениям в частности, нам такой подход представляется правомерным.

Впадины позднеколлизионных рифтов (тафрогенные) представлены бассейнами Западного Средиземноморья и Трансильванским.

Западно-Средиземноморские бассейны (Тирренский, Алжиро-Прованский, Лигурийский, Альборанский, К-12) вмещают мощные мессинские галогенные формации сульфатно-калиевого типа, сильно нарушенные солянокупольной тектоникой. С ними связаны крупные месторождения самородной серы Сицилии. В приконтинентальных обрамлениях акватории распространены современные сэбхово-лагунные проявления галогенеза сульфатно-кальциевого и хлоридно-натриевого типов.

Трансильванский бассейн (К-13) вмещают мощную галититовую формацию, осложненную солянокупольной тектоникой.

В периколлизионной части пояса (в области «торошения») галогенсодержащие бассейны очень широко распространены как в контуре складчато-надвиговых зон, так и на прилегающих активизированных участках платформ. В пределах обширной восточной половины области на территории Китая, Монголии и смежных с ними районов Средней Азии и России многочисленные бассейны рассеяны как на высокогорных плато (*Тибетские, К-23; Цайдамские, К-17; Памирский, К-24*), так и в глубоких межгорных котловинах (*Турфанские, К-22; Таримские, К-23; Джунгарские, К-28; Западно-Монгольские, К-21; Межгорных впадин Тянь-Шаня, К-26; Южно-Таджикский, К-25* и др.). Отдельные бассейны и их системы локализуются вдоль разрывных нарушений. Для западной половины области наличие бассейнов также весьма характерно, особенно для его южной Северо-Африканской полосы (*Атласские, К-34; Киренаикский, К-35*), несколько меньше — для северной (*Иберийские, К-33*).

Повсеместно преобладают миоценовые и четвертичные галогенные комплексы. С большинством из них совпадают и современные проявления галогенеза. Основная часть территории представляет и представляла в течение неоген-четвертичного периода континентальную, преимущественно горную область, что, естественно, отразилось и на характере галогенеза. Доминируют небольшие по площади и мощности рассеянные проявления солей пестрого состава, в некоторых бассейнах — только сульфатно-кальциевые и хлоридно-натриевые, но чаще — с участием сульфатно- и (или) карбонатно-натриевых. В основном это — озерные образования, реже — лагунные, связанные с внутренними морями-озерами, а морские, особенно глубоководные, отсутствуют. В целом для области типичен один литолого-фациальный макротип: озерно-континентальный пестрого состава. Та-

кая картина характерна и для миоценовых, и для современных отложений, причем среди последних относительная роль собственно озерных возрастает.

Таким образом, в периколлизионной области, как и в собственно коллизионной, развито большое число бассейнов, они сосредоточены в том же общем возрастном интервале: от миоцена до голоцена, при преобладании миоценовых и широком распространении голоценовых. Однако на этом сходство завершается. Характер пространственного размещения галогенных образований и их литолого-фациальные типы здесь совсем разные. Особенно важны различия миоценовых комплексов, которые в наибольшей мере определяют облик галогенеза сравниваемых областей.

Многие бассейны периколлизионной области, несмотря на ограниченные размеры, представляют промышленный интерес как источники разных типов галургического сырья (поваренная соль, сульфаты натрия, сода), а также бора. Особое внимание привлекают отложения *впадины Цайдам (К-17)* с необычным для озерно-континентальных осадков типом галогенеза (с очень высоким содержанием калийно-магниевых солей) и наличием повышенных концентраций ряда полезных микрокомпонентов, в том числе Li, B, Rb, отчетливо связанных с разгрузкой многочисленных минеральных источников. Ассоциация с оруденением бора вулканогенно-осадочного типа отмечается в бассейнах Тибета, Памира и Монголии [246, 247].

В периорогенной области, охватывающей прилегающие к горному поясу более равнинные участки платформ с еще ощутимым, хотя и ограниченным влиянием коллизионных процессов (повышенная сейсмичность, тепловой поток и др.), общий характер галогенеза в целом сходен с таковым в периколлизионной области, хотя и выражен несколько слабее. Здесь также отмечаются рассредоточенные небольшие по масштабу проявления галогенеза: преимущественно озерные пестрого состава с участием сульфатно-, а иногда и карбонатно-натриевых (*К-27—К-32*). Наиболее интересны среди них бассейны *Кулундинской группы (Приказахстанский, К-29)* и недавно открытый *Кайдак-Бузачинский (К-31[а])*. В Кулундинской группе широко известны современные озерные отложения пестрого состава (сульфатно- и хлоридно-натриевые, содовые), служащие важным источником сульфата натрия, а в недалеком прошлом также и соды. Кайдак-Бузачинский бассейн привлек к себе внимание необычным для континентальных типов составом солей с очень высокими концентрациями калия и магния (они напоминают таковые Цайдамской впадины, но еще больше обогащены магнием).

В завершение обзора Альпийско-Гималайского пояса заметим, что в его пределах сосредоточен богатейший актуалистический материал, достаточный, чтобы служить эталонным для анализа коллизионных обстановок как ранга бассейнов, так и поясов в целом. Он также дает представление о масштабах воздействия коллизионных процессов на галогенез в областях обрамлений. Этот пояс может играть роль эталона или тектонотипа для галогенсодержащих коллизионных поясов и их подразделений (подобно аналогичной роли, отведенной Афро-Аравийской системе среди рифтогенных поясов).

Итак, в разных глобальных геодинамических поясах, подчиненных границам литосферных плит, галогенсодержащие бассейны распространены достаточно широко. И лишь в одном типе приграничных поясов галогенез не известен: в рифтогенных океанических (спрединговых) поясах, связанных с океаническими рифтами.

Теперь обратимся к областям, не прилегающим к активным границам литосферных плит. В их пределах проявления галогенеза распространены очень ограниченно, а среди имеющихся подавляющая часть все же обнаруживает связь с границами: они находятся над фрагментами погребенных рифтов и относятся к типу надрифтовых впадин. (В табл. III.8 этот тип включен в класс внутриконтинентальных рифтов, однако при анализе одновозрастных образований, в данном случае современных, соотносимых с ныне активными границами плит, их логичнее рассматривать в группе внеграничных.) Наиболее значительными современными галогенсодержащими надрифтовыми бассейнами являются *Центральноавстралийский (Амадиес, Р-18), Эйрский (Р-19), Северо-Прикаспийский (Р-20), Приаральский (Р-21), Кемпендяйский (Р-22).* Галогенные образования представлены четвертичными, реже плиоценовыми отложениями ограниченной мощности, преимущественно озерными, реже лагунно-озерными, сульфатно-кальциевого, хлоридно- и сульфатно-натриевого типов. Для всех этих бассейнов характерны две общие особенности: 1) они расположены не просто над погребенными рифтами, но над рифтами, содержащими мощные древние галогенные формации, часто непосредственно над их соляно-купольными осложнениями; 2) все они тяготеют к зонам активизации либо внутриплитной (Центральноавстралийский, Эйрский), либо периорогенной (Северо-Прикаспийский, Приаральский, Кемпендяйский).

Для собственно внеграничных областей внутриплитной активизации имеются лишь упоминания о небольших проявлениях современного галогенеза хлоридно- и сульфатно-натриевого или содового типов в бассейнах *островов Зеленого Мыса (А-1), Южно-Африканском (А-2) и Мурзук (А-3).* Ограниченность проявлений галогенеза в этих обстановках определяется, кроме всего, отсутствием соответствующих депрессионных структур, способных аккумулировать осадки (в данном случае галогенные).

В пределах стабильных внутриплитных областей проявления галогенеза не известны.

Подведем основные итоги. Анализ распределения современных галогенсодержащих бассейнов в новейшей кинематической структуре Земли выявляет чрезвычайно отчетливую общую упорядоченность их геодинамической позиции и приводит к принципиально новому выводу о существовании между характером их размещения и геодинамическими условиями ряда четких зависимостей.

1. Все современные галогенсодержащие бассейны расположены в пределах глобальных геодинамически активных поясов, отвечающих пяти перечисленным выше классам галогенсодержащих обстановок и контролируемых границами литосферных плит или внутриконтинентальными рифтогенными системами. Главными поясами являются внутриконтинентально-рифтовый Рейнско-Ливийский, объединенный внутри-межконтинентально-рифтовый Афро-Аравийский, активноокраинный Западно-Американский (представленный двумя ветвями: Северо- и Южно-Американской), коллизионный Альпийско-Гималайский, включающий и Евразиатский периколлизионный «пояс торошения». Глобальная поясность размещения позволяет говорить о существовании планетарных геодинамически обусловленных поясов галогенеза.

2. Из перечисленных поясов два — Афро-Аравийский рифтовый (субмеридиональный) и Альпийско-Гималайский коллизионный (субширотный) — наиболее полно и масштабно представлены различными эволюционными и морфологическими типами бассейнов соответствующих классов.

Эти два пояса формируют единую одновозрастную тектонически активную (хотя и разнонаправленную геодинамически) суперсистему, в пределах которой сконцентрированы практически все крупнейшие галогенные формации новейшего этапа, причем их преобладающий возраст ($P\,\frac{3}{2}$—$P\,\frac{1}{3}$, N_1^1, N_1^2, N_1^3) отвечает времени протекания важнейших геодинамических перестроек в этой суперсистеме. Характерно, что сам миоценовый этап галогенеза известен как один из крупнейших в истории Земли.

3. Два названных пояса можно рекомендовать в качестве эталонов (тектонотипов) поясов галогенеза соответствующих классов. Что касается современных субдукционных поясов и в меньшей мере пассивноокраинных, то характеризующий их актуалистический материал является гораздо менее полным и представительным, хотя и весьма интересным. Поэтому их тектонотипы лучше выбирать среди древних бассейнов, в большей мере ориентируясь на интерпретационные характеристики.

4. Внутри поясов размещение галогенсодержащих бассейнов разных геодинамических типов контролируется отдельными ветвями, отрезками и более дробными элементами геодинамических поясов и в целом подчинено их тектонической макроструктуре, т. е. отражает дифференцированность и упорядоченность геодинамических обстановок в пределах поясов, и в итоге само носит закономерный и часто зональный характер. Таким образом, современная мировая система геодинамических поясов (исключая океанические рифты) находит отражение в системе поясов галогенеза, а распределение элементарных геодинамических обстановок в пределах каждого пояса — в упорядоченном положении галогенсодержащих бассейнов относительно как границ плит, так и друг друга.

5. Периферические части поясов с ослабленными, но еще ощутимыми эффектами активности (повышенные сейсмичность и тепловой поток, тектоническая нарушенность, контрастность рельефа и др.) контролируют менее значительные, но также закономерные проявления галогенеза.

6. Для стабильных частей континентальных и океанических плит, расположенных вне сферы влияния активных поясов, сколько-нибудь значительные проявления галогенеза не характерны.

7. В каждом регионе общие возрастные интервалы развития галогенных комплексов и отдельные уровни их локализации коррелируются с общими периодами и отдельными фазами геодинамической активности, наиболее значимыми для вмещающих эти комплексы разрезов. Наблюдаемая многоуровенность галогенеза отражает многоактность тектонической активности. Вдоль продольных, а иногда и поперечных сечений некоторых поясов прослеживается возрастная миграция галогенсодержащих бассейнов и (или) отдельных фаз галогенеза, повторяющая миграцию фаз тектонической активности, например фаз рифтинга в рифтовых поясах, фаз столкновения — в коллизионных и т. д. В геодинамически сопряженных бассейнах одного пояса или в двух сопряженных поясах импульсы галогенеза нередко коррелируются между собой, в том числе даже при разной направленности геодинамических процессов. Например ранне-среднемиоценовые фазы галогенеза в Красноморском бассейне растяжения и в Месопотамском сжатия; позднемиоценовые — в Красноморском растяжения и Восточно-Средиземноморском сжатия; эоцен-олигоценовые и миоценовые — в Верхнерейнском растяжения, Аквитанско-Иберийском и Магрибском сжатия.

8. В пределах многих бассейнов масштабный галогенез реализуется на фоне не одного, а пары разнонаправленных напряжений разного ранга.

Так, галогенез в Западно-Средиземноморских бассейнах отвечает сочетанию напряжений сжатия, обязанных столкновениям континентальных масс, и растяжения, вызванного спредингом и формированием глубоководных котловин, вместивших галогенные формации [36, 194, 374]; галогенез Верхнерейнского рифтового бассейна сопряжен с формированием грабеновых структур растяжения на фоне синхронных фаз сжатия и покровообразования в смежных (с юга) областях Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

9. Соотношение между фациально-ландшафтными обстановками и геодинамическими типами бассейнов носит закономерный характер. Однако поскольку фациально-ландшафтные характеристики каждого типа изменяются в ходе его тектонической эволюции, то и наблюдаемые особенности даже однотипных бассейнов различаются, если они фиксируют разные стадии эволюции. Типоморфными являются обстановки, контролирующие максимумы галогенеза. Они варьируют незначительно.

10. Геохимические типы и особенно макротипы современных галогенсодержащих бассейнов также довольно устойчиво соотносятся с определенными геодинамическими обстановками, хотя и они изменяются в ходе эволюции последних. Так, мощные калиеносные комплексы первого макротипа избирательно связаны со зрелыми стадиями развития бассейнов внутри- и межконтинентальных рифтов, краевых и внутренних прогибов, остаточных впадин и позднеколлизионных рифтов. Для пассивных окраин и надрифтовых впадин обычны лишь сульфатно-кальциевые слабосоленосные комплексы второго макротипа, а для перисубдукционных и периколлизионных областей — озерные отложения пестрого состава третьего макротипа. Последние, по-видимому, в разной мере проявляются на ранних стадиях развития многих обстановок, эволюция которых начинается с деструкции континентальной коры.

11. Для некоторых современных бассейнов характерна интенсивная галокинетическая, а иногда и тектоническая нарушенность соляных толщ. Поскольку это касается бассейнов современных, т. е. еще не завершивших формирования и не подвергшихся деформациям, связанным со сменой геодинамического режима, то по отношению к онтогенезу бассейнов эта особенность может рассматриваться как синседиментационная. Соянокупольные осложнения, характерные почти исключительно для формаций первого литолого-фациального макротипа, избирательно и устойчиво проявляются во всех типах обстановок, которым этот макротип присущ. В единичных случаях они отмечены в формациях третьего макротипа в бассейнах периколлизионного пояса (в миоценовых формациях озерного сульфатно-натриевого типа в бассейнах Межгорных впадин Тянь-Шаня).

12. Намечаются интересные выводы минерагенического плана, касающиеся геодинамической избирательности и упорядоченности распределения в пространстве и во времени всех макрокомпонентов галогенных комплексов и их специфических микрокомпонентов (B, Li, W, Pb, Zn и др.). Ниже этот вопрос будет рассмотрен специально.

13. Обращает на себя внимание повсеместно выраженная особенность размещения современных (s.str.) проявлений галогенеза, имеющая прямое отношение к их генезису: в подавляющем большинстве случаев в основании или в обрамлении современных солеродных бассейнов имеются более древние соляные толщи и (или) устанавливается связанная с ними восходящая разгрузка рассолов.

Наконец, следует подчеркнуть общий важный вывод: *современные обстановки галогенеза являются тектонически весьма активными*, а вовсе не пассивными, как ныне принято считать.

III.2.4.3. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Особенности палеогеодинамической истории галогенсодержащих бассейнов мы рассмотрим на материале Северной Евразии, лишь с ограниченными глобальными сопоставлениями. На этой территории они широко распространены, представлены разными геодинамическими типами, и сведения о них были систематизированы нами ранее [281]. На карте (рис. III.17 — см. вкладку в конце книги) приведены главные палеогеодинамические и вещественные характеристики всех соленосных формаций, установленных на рассматриваемой территории, а в приводимом ниже обзоре мы коснемся также формаций сульфатно-кальциевого типа, на карте не показанных.

По особенностям палеогеодинамической позиции наиболее существенно различаются две группы палеообстановок: I — внутренние части палеоконтинентов; II — подвижные океанически-окраинноконтинентальные палеопояса. В границах последних обособляются две области: окраинные (окраин палеоконтинентов) и внутренние, включающие также палеомикроконтинентальные блоки. История формирования галогенсодержащих бассейнов Северной Евразии тесно связана с эволюцией трех крупных палеоконтинентов: Восточно-Европейского и Сибирского докембрийских, Евразийского постгерцинского и нескольких палеоокеанических подвижных поясов, в наибольшей мере Уральско-Палеоазиатского палеозойского, Палеотетиса палеозойского и Тетиса мезозойско-кайнозойского.

Рассмотрим кратко галогенсодержащие бассейны каждого из палеоструктурных элементов.

Внутренние части палеоконтинентов. Все галогенные формации здесь связаны с бассейнами внутриконтинентально-рифтовых систем и локализуются в пределах палеорифтов и их тектонических производных.

На Восточно-Европейском палеоконтиненте наиболее интересной палеоструктурой этого типа является *Припятско-Донецкий авлакоген* (*7—10*)*. Его рифтогенный комплекс (D_2—P), слагающий основную часть чехла, вмещает ряд галогенных формаций, отвечающих разным стадиям эволюции рифтогенной структуры (снизу вверх): I — собственно рифтовой, подстадиям морского рифта (D_2ef_2, галititовая формация, *6*) и микроокеанической (D_3f_2—fm, наиболее мощные хлоридно-калиевые формации, *7, 9*); II — стадии проседания (C_1s), формация сульфатно-кальциевого типа); III — инверсионной стадии (P_1, формации сульфатно-калиевого типа, *8, 10*). Положение галогенных формаций целиком контролируется грабеновыми структурами и ограничивающими их разломами, а их возникновение коррелируется с фазами активности авлакогена, при этом двух наиболее мощных из них (D_3 и P_1) — с двумя максимумами его активности: соответственно растяжения (D_3) и сжатия (P_1). Верхнедевонская формация тесно сопряжена со щелочно-базальтовым вулканизмом, зоны развития которого глубоко вдавались в пределы областей соленакопления. В более молодых надрифтовых впадинах развиты формации

*Здесь и далее цифра в скобках отвечает номеру формации на рис. III.17.

сульфатно-кальцисвого типа (J_3, $P\,^{3}_{3}$). Они локализованы в солянокупольных депрессиях, связаны с фазами галокинетической активности, в свою очередь сопряженными с фазами активности (сжатия) в прилежащем с юга подвижном поясе.

Соленосные формации установлены также в пределах *Московской* (D_2ef_2, *11*) и *Волжско-Мезенской* (P_1a—s, *13*) палеорифтогенных структур с более ограниченной деструкцией коры. В первой они связаны с собственно рифтовой стадией, во второй — с инверсионной, сопряженной с фазами сжатия в замыкающемся Уральском поясе.

На Сибирском палеоконтиненте крупнейшей соленосной структурой является Вилюйский авлакоген — среднепалеозойская палеорифтовая система, образующая одну из ветвей трехлучевого сочленения с Верхоянской системой. Мощная галититовая (возможно, калиеносная) формация (*26*) отвечает собственно рифтовой стадии и ассоциирует с мощнейшим сингалогенным вулканизмом. Ниже по разрезу известна еще одна соленосная формация [S_2—D_1(?), *25*], отвечающая инверсионной стадии предшествующего цикла активности рифтовой структуры и заключительным фазам каледонского орогенеза в Байкало-Патомской области.

Соленосные формации широко представлены также в пределах *Тунгусско-Хатангской системы* палеорифтогенных структур на двух уровнях, из которых нижний, жединский, ($D_1ž$, *23*) отвечает инверсионной стадии более раннего цикла ее активности, а верхний (D_2ef—D_3fm, *24*) — собственно рифтовой последующего. Интервал галогенеза нижней формации синхронен завершающим фазам каледонского цикла, верхней — этапу крупнейшего средне-позднедевонского рифтогенеза. Для верхней формации характерна ассоциация с магматическими образованиями трапповой природы.

Другие бассейны Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов, вмещающие формации сульфатно-кальцисвого (бессолевого) типа (*Среднерусский* O_2—S_1, *Московский* C_3g, *Унженский* C_1t, *Северо-Двинский* C_1v, *Нижневилюйский* O_{2-3}, *Кютингдинский* C_1v и др.), также контролируются активизированными палеорифтогенными структурами, но, как правило, менее значительными по масштабу или по активности на данном этапе [281]. Контуры этих формаций нередко распространяются за пределы ограничений рифтогенных палеоструктур.

К внутриконтинентально-рифтовому типу относится также ряд палеозойских сульфатоносных бассейнов внутренних частей Тимано-Печорской впадины. И здесь прослеживается их пространственная связь с системой палеорифтогенных структур, а основные уровни сульфатонакопления ($O_3aš$, S_1l_2, S_{1-2}, D_1, D_3f_2, C_1s, C_{2-3}, P_1a—s) подчинены фазам тектонической активности в прилегающих частях Уральского пояса [374, 281].

Во внутренних частях Евразийского постгерцинского аккреционного палеоконтинента предполагаются верхнеюрские соленосные формации в пределах Аральского звена субмеридиональной Арало-Кызылкумской рифтогенной палеоструктуры, а также сульфатоносные в Южно-Мангышлакском бассейне [281].

Подвижные палеоокеанически-окраинноконтинентальные пояса. Галогенные формации относительно широко представлены в Уральско-Палеоазиатском палеозойском поясе, более ограниченно — в Палеотетисе палеозойском и очень широко — в Тетисе мезозойско-кайнозойском. Все три пояса тесно связаны с развитием одноименных океанических палеобассейнов.

В пределах Уральско-Палеоазиатского подвижного пояса галогенсодержащие бассейны локализуются в трех областях: вдоль восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, вдоль южной Сибирского и во внутренних частях самого пояса.

В первой области, представляющей собой Восточно-Европейскую палеоокраину Уральской ветви палеоокеана, соленосные формации распространены в бассейнах двух классов: межконтинентально-рифтовом и коллизионном. Первому отвечает *Косью-Роговской бассейн* на севере Предуральского прогиба, вмещающий галititовую формацию [O_3—S_1(?), *21*], вскрытую в основании пассивноокраинного комплекса. В настоящее время это единственный в пределах Северной Евразии установленный бассейн данного класса с сохранившейся в разрезе соленосной формацией. Соленосные коллизионные бассейны распространены широко вдоль всей Уральской окраины палеоконтинента. Они представлены крупнейшим остаточным (или остаточно-рифтовым) *Прикаспийским бассейном* (P_1k, *14*) с *Бузулукским* рифтогенным ответвлением (P_2kz_2, *15*) и цепочкой бассейнов *Предуральского краевого прогиба* (P_1k, *16*, *17* и северное звено *14*). Прикаспийский бассейн вмещает мощнейшую (до 3—5 км) кунгурскую формацию сульфатно-калиевого типа — одну из крупнейших в мире, а впадины Предуральского прогиба — формации хлоридно-калиевого типа мощностью до 400—600 м.

Показательна ландшафтно-тектоническая ситуация рассматриваемых бассейнов на этапе галогенеза [127, 239, 281]. К его началу в Прикаспии существовала остаточная глубоководная (2—3 км или даже более) котловина с субокеанической корой, возникшей в позднем девоне (?) в результате откола крупного Гурьевского микроконтинентального блока [127], а в Предуралье — цепочка узких новообразованных котловинных бассейнов, сформировавшихся на фронте наступающих надвигов Уральского коллизионного орогена. Бассейны имели рифогенные обрамления, особенно масштабные вдоль склонов и внутренних поднятий Прикаспийской впадины. Со стороны растущих орогенов к ним примыкали и частично выполняли их мощные терригенные комплексы, образовавшиеся за счет разрушения наступающих покровно-надвиговых сооружений. Во внутренних областях котловин формировались относительно маломощные депрессионные отложения. Выполнение всех глубоководных впадин мощнейшими соляными комплексами с их полной компенсацией произошло геологически быстро и не прерывалось ни нормально-морским, ни континентальным осадконакоплением. Оно осуществлялось на фоне интенсивного сжатия: в краевых прогибах — однонаправленного со стороны Урала, а в Прикаспийской впадине — двустороннего, еще и со стороны Донецко-Карпинского фронта надвигов.

Помимо соленосных бассейнов межконтинентально-рифтового и коллизионного классов в пределах рассматриваемой Приуральской ветви Восточно-Европейской палеоокраины довольно широко распространены пассивноокраинные бассейны с формациями сульфатно-кальциевого типа. Они развиты в интервале от силура до позднего карбона вдоль всей палеоокраины, преимущественно в ее деструкцированных участках. Уровни сульфатонакопления (S_2p, D_3fm_2, C_1v_2, C_1s, C_2m_2, C_3g) коррелируются с эпизодами геодинамических перестроек разного масштаба в прилегающих областях Уральского палеоокеана и с отвечающими им фазами активизации на окраине [127, 281].

В пределах Сибирской палеоокраины Уральско-Палеоазиатского океана (юг современной Сибирской платформы) в *Восточно-Сибирском бассейне* располагается мощная (до 2,0—2,5 км, иногда более) венд(?)-кембрийская (*22*) галогенная формация хлоридно-калиевого типа, также принадлежащая к числу крупнейших в мире [114, 264]. Формация ныне занимает выступающий к югу обширный угол палеоконтинентального блока, ограниченный двумя сходящимися ветвями складчатых сооружений. Вдоль окраинных частей блока простираются палеопрогибы, которым соответствуют максимумы мощности солей, а его внутренние участки разбиты палеорифтогенными структурами или шовными зонами (прослеженными или предполагаемыми). Стратиграфический интервал галогенеза сопоставляется с позднебайкальской и салаирской фазами диастрофизма, проявившимися вдоль обеих ветвей обрамлений.

Палеогеодинамической предпосылкой для процессов галогенеза служила смена относительно стабильного пассивноокраинного режима прогибания, преобладавшего вдоль рассматриваемой окраины в позднем докембрии, активноокраинным режимом сжатия (с локальным растяжением), произошедшая в течение кембрия (частично несколько раньше) и запечатленная в проявлениях позднебайкальского и салаирского тектогенеза в обрамлении солеродного бассейна [114, 127, 264]. По времени галогенез отвечает интервалу такой смены. Ее литогеодинамическим выражением было замещение системы осадочных бассейнов пассивных окраин континентов и микроконтинентов и разделявших их рифтогенных (?) прогибов системой дискретно развивавшихся раннеорогенных бассейнов сжатия, с двух сторон смещавшихся в направлении внутренних частей континентальной окраины. В итоге галогенсодержащие комплексы по периферии континентального блока перекрывают пассивноокраинные отложения, а в его внутренних частях — внутриконтинентальные.

Палеогеографическая ситуация, на фоне которой осуществлялся кембрийский галогенез [114, 264, 281], характеризовалась наличием системы нечетко разграниченных окраинных котловинных и относительно мелководных морей, образующих зону перехода от собственно океанического пространства к континентальному, но при этом также залитому морем. Преобладание морских условий было особенностью всей этой обширной окраинно-континентальной системы. Галогенез (в сохранившихся контурах) был связан с бассейном, располагавшимся над тыловой континентальной частью этой системы. В пред- и межгалогенное время в нем преобладала карбонатная существенно доломитовая седиментация, сопровождавшаяся интенсивным биогермообразованием в пределах обрамлений и в меньшей мере — во внутренних зонах. Перед каждой фазой галогенеза бассейн пульсационно осложнялся прогибами некомпенсированного типа, возникновение которых предшествовало началу галогенеза, прерывая карбонатно-рифогенное осадконакопление.

Во внутренних частях Уральско-Палеоазиатского пояса галогенсодержащие бассейны и их фрагменты установлены в возрастном интервале от девона до перми в пределах Тувино-Монгольского и Казахстано-Северо-Тяньшаньского палеомикроконтинентов преимущественно в задуговых бассейнах. Последние развивались на фоне вторично-рифтовых процессов растяжения, широко проявившихся здесь в средне-позднедевонское время [127]. В пределах первого из названных палеомикроконтинентов — это *Тувинский бассейн* с калиеносной формацией (D_2cf_2—$žv_1$, *52*), ассоциирующейся с вулканогенно-осадочными комплексами, в пределах второ-

го — грабенообразные прогибы *Чу-Сарысуйской впадины* с галититовой формацией (D_3fm_2—C_1t_1, *39*). В Чу-Сарысуйской впадине выше по разрезу имеется еще одна солеиосная формация сульфатно-натриевого типа (P_{1-2}, *40*), связанная с завершающими фазами коллизии и формированием поздне- или постколлизионных прогибов.

Помимо соленосных во внутренних частях Уральско-Палеоазиатского пояса установлен ряд формаций (чаще их фрагментов) сульфатно-кальциевого типа того же возрастного интервала (D_{2-3}—P_1). В Уральской части пояса — это формация *Магнитогорского* (C_2b), *Восточно-Уральского* [C_2m—P_1a_1(?)] и погребенного *Тургайского* (D_3fm_1) *бассейнов*; в Казахстано-Северо-Тяньшаньской — *Тенгизского* (D_3fm и C_2b_2), *Атасуйского* (D_3f) и *Чу-Сарысуйского* (C_1t_2—s_1 и C_1s_2—C_3g); в Алтае-Саянской — *Кузнецкого* (D_3fm_2), *Северо-* и *Южно-Минусинских* [D_2(ef$_2$)žv—(D_3f_1)].

Бассейны палеозойского Палеотетиса — южной палеоокеанической системы, объединявшей Палеотетис, Туркестанский и Гиссарский бассейны, — простирались от Среднеевропейских герцинид на западе через Тянь-Шань, Памир и далее на юго-восток за пределы бывшего СССР [127]. Сохранились преимущественно лишь фрагменты галогенных формаций в двух разобщенных регионах: на западе территории и на юге, в Средней Азии (на Тянь-Шане и в Дарвазе). С развитием бассейнов Палеотетиса частично связана, кроме того, эволюция южных частей Прикаспийской впадины, которая условно целиком включена в ареал влияния Уральско-Палеоазиатского пояса.

На западе территории в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента с эволюцией Палеотетиса связаны две соленосные формации: в *Днестровско-Прутском* раннеорогенном краевом прогибе (?) (S_1v—S_2ld, *4*) и в Прибалтийском звене *Центральноевропейского цехштейнового бассейна* ($P_2ž$, *1*). Развитие последнего происходило на фоне, с одной стороны, завершающих фаз коллизии в герцинском поясе [154], а с другой — ранних стадий раскрытия Атлантики [230], и, таким образом, отразило сочетание поздних фаз коллизионного процесса с наиболее ранним постколлизионного рифтогенеза.

В восточной, среднеазиатской, части Палеотетиса распространение галогенных формаций из-за плохой сохранности носит фрагментарный характер, и их палеогеодинамическая интерпретация — ориентировочная. Они развиты в пределах крупных палеомикроконтинентальных блоков: Казахстано-Северо-Тяньшаньского (его южной зоны), Каракумского и Таджикского, разделявшихся Туркестанским и Гиссарским океаническими палеобассейнами [127]. В южной зоне Казахстано-Северо-Тяньшаньского микроконтинента установлен ряд галититовых формаций в задуговых бассейнах растяжения и сжатия: *Нарынском* (C_1v_3—C_2b_1, *41*), *Тюпском* (C_1s_2—C_2b_1, *42*), *Сырдарьинском* [D_3(?)]. Фрагменты формаций сульфатно-кальциевого типа распространены здесь в более широком стратиграфическом (и палеоструктурном) диапазоне в разрезах вторично-рифтовых бассейнов растяжения и сменяющих их существенно карбонатных шельфовых комплексов окраинных морей в *Чаткало-Кураминском* ($D_2žv_2$—D_3f), *Атойнакском* (D_3fm), *Нарынском* (D_3fm—C_1v_2), *Восточно-Киргизском* (C_1t_1 и C_1v—s) и *Чимкентском* (C_1t_1—v_1) *бассейнах;* во внутренних (межгорных) впадинах в *Кураминском* (P_1), *Джамантооском* (C_3—P_1) и *Нарынтауском* (C_3) *бассейнах.*

В пределах Каракумского палеомикроконтинента сульфатоносные формации связаны, скорее всего, с активизированными в средне-позднеде-

вонское время зонами его пассивных окраин: в *Учкулачском* ($D_2žv_1$), *Западно-Кураминском* (D_{2-3}) и *Алайском* (D_3f_2—fm_1) *бассейнах*. По-видимому, ныне они распространены главным образом в комплексах аллохтонных пластин. Кроме того, в пределах Таджикского (?) палеомикроконтинента фрагменты галититовой (?) формации *Дарвазского бассейна* (P_{1-2}, *57*) связаны с краевым (?) прогибом коллизионной стадии. Вполне вероятно, что последние являются реликтами очень обширной соленосной формации, возникшей при столкновении Таджикского и Таримско-Каракумского континентальных блоков.

В контурах пояса мезозойско-кайнозойского Тетиса соленосные бассейны распространены (сохранились) наиболее широко. Они связаны главным образом с двумя трансрегиональными уровнями галогенеза: позднеюрским и неоген-четвертичным. Большинство первых сопряжено с закрытием окраинных морей в результате столкновений с микроконтинентами, а вторых — с общей коллизией.

Формации позднетриасово-раннеюрского уровня, свойственные бассейнам межконтинентально-рифтовых палеосистем, определивших заложение данного пояса, широко распространены в его юго-западной части, в частности в обрамлении Средиземноморского бассейна, а на рассматриваемой территории не обнаружены.

Бассейны, отвечающие двум названным основным уровням галогенеза, образуют две прерывистые субширотные полосы вдоль простирания пояса: одну вдоль его северной окраины и вторую, более южную, фрагментарную, во внутренних его частях. В пределах северной окраинноконтинентальной полосы позднеюрский уровень представлен на западе в пределах *Молдавского* краевого прогиба галититовой формацией (J_3km—tt_1, *5*), к юго-востоку продолжающейся под дно Черного моря. К северо-западу от Молдавского прогиба в *Стрыйском бассейне* в это же время образуется формация сульфатно-кальцисвого типа в составе комплекса пассивной окраины малого океанического бассейна вторично-рифтовой природы, в зарифовых частях шельфовой зоны. Далее на восток верхнеюрские галогенные формации протягиваются почти непрерывно от Крыма до Памира. Мощные (до 1—2 км) калиеносные и возможно калиеносные комплексы (J_3km—tt_1) присутствуют здесь в двух очень крупных бассейнах: *Предкавказском (27)* и *Амударьинско-Южно-Таджикском* (*35, 37*). В пределах всей полосы устанавливается сходная палеогеодинамическая позиция бассейнов галогенеза. Они возникли в пределах Евразиатского активноокраинного пояса островодужного типа, были реакцией на сближение и столкновение с континентальной окраиной южных микроконтинентов, полного или частичного закрытия при этом разделявших их ранее окраинных спрединговых морей, составлявших северную ветвь Тетиса, и были связаны с формированием вдоль окраины, на ее погруженных тыловых участках, системы раннеорогенных краевых прогибов, субсинхронных между собой стратиграфически и синфазных геодинамически [374]. (Ситуация в целом весьма сходная с характерной для Восточно-Сибирского кембрийского бассейна.)

Неоген-четвертичные бассейны уже рассматривались в обзоре современного Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, а здесь мы подчеркнем лишь некоторые их особенности, существенные в аспекте исторического анализа данной территории. Неогеновый уровень галогенеза на западе Евразийской палеоокраины представлен двумя мощными формациями *Предкарпатского* позднеорогенного краевого прогиба, в том числе

мощнейшей (до 3 км и более) полициклической формацией сульфатно-калиевого типа (N_1ak—h, *2*). Для центральных и южных частей палеоокраины характерно преобладание озерно-континентальных и лагунных отложений пестрого состава с широким участием типоморфных для них сульфатно-натриевых, а иногда содовых типов. Их образование связано с проявлениями процессов периколлизионной активизации, обусловленных относительно удаленным влиянием коллизионных событий, максимально проявившихся в этот период в более южных частях Альпийско-Гималайского пояса. Две важные черты проявления галогенеза в этой области заслуживают особого внимания: «внедрение» ареала их развития далеко на север, в пределы «гумидных» широт (до 55° с.ш.) и совпадение этого ареала с ареалом современной сейсмической активности (с контуром изосейст 5—6 баллов [140]), также глубоко внедряющимся с юга в этом же направлении — со стороны коллизионного пояса в сторону стабильно-платформенных областей.

Комплексы сульфатно-кальциевого типа широко представлены в мел-палеогеновых отложениях. Они развиты на обширных площадях от Каспийского моря до Тянь-Шаня и Памира (включительно) и более ограниченно в Предкавказье. Наиболее значительными из них являются: K_1пс и P_1, в меньшей мере — K_1a—K_2 и P_2^{2-3}. Характерны многоуровенность сульфатонакопления (до 3—5 уровней, иногда более в разрезе, вплоть до почти сквозного развития, например в Южно-Таджикской впадине), а также общность ареалов распространения [281]. Бассейны этого периода формировались в пределах периферических частей активноокраинного пояса, преимущественно в области перисубдукционной активизации, т. е. в сфере удаленного, но вполне отчетливого влияния геодинамических событий, главные оси которых в это время проходили южнее.

Во внутренних областях подвижного пояса Тетис прослеживаются те же уровни соле- и сульфатонакопления, что и на его северной окраине. Цепочка верхнеюрских бассейнов контролируется внутренними (межгорными) раннеорогенными впадинами, возникавшими на краях микроконтинентов при их сближении с другими континентальными блоками. Это — бассейны *Колхидский* соленосный (*54*), *Рачинский* и *Дашкесанский* сульфатоносные. Миоценовые соленосные формации во внутренних (межгорных) позднеорогенных впадинах, связанных с общей коллизией, развиты в *Закарпатском бассейне* (*53*) и *Среднеараксинском* (*55*). Для обоих характерны осложненность солянокупольной тектоникой и ассоциация с вулканогенными образованиями.

Помимо трех рассмотренных палеооксанов, эволюция которых определяла формирование основной массы галогенсодержащих бассейнов, влияние еще двух палеоокеанов проявилось более локально (или пока не достаточно раскрыто). Первый из них — это позднедокембрийский океанический бассейн — «докембрийский Палеоуральский океан» (по [127]), разделявший Баренцию и Восточно-Европейский кратон до их коллизии в вендс. С его замыканием, вероятно, связано образование мощной галититовой (возможно, калиеносной) формации [V—Є (?), по Н. П. Юшкину, *12*] в *Предтиманском* красвом прогибе в бассейне форланда, возникшем на фронте Тиманского коллизионного шва.

Другой океанический палеобассейн, являвшийся ветвью Панталассы, определял эволюцию палеозойской пассивной окраины Верхоянско-Колымского региона. С деструктивно-рифтогенными процессами (и структурами) в ее пределах сопряжено образование сульфатоносных фор-

маций в *Сетте-Дабанском бассейне* (S_2ld—p, $D_2žv$—D_3f), а также, возможно, в *Тас-Хаях-Тахском* (D_2cf_2—žv) и *Омулевском* (S_2p, D_2ef_2—žv). Два последних ныне располагаются в пределах одноименных тектонических блоков, интерпретируемых как террейны, хотя и имеющих, вероятно, сибирские «корни» [127]. Не исключено, что образование сульфатоносных формаций как раз и было сопряжено с фазами частичного или полного откалывания самих этих блоков от пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, которое, скорее всего, произошло в ходе среднепалеозойского рифтогенеза и особенно далеко зашло в пределах ее наиболее утоненной краевой части. Во всяком случае, анализ пространственных и стратиграфических соотношений этих формаций безусловно может дать дополнительную информацию для определения времени и места откола блоков, т. е. для установления их «родственных» генетических и парагенетических связей как с материнскими континентами, так и между собой.

Рассмотрим некоторые итоги проведенного анализа.

Палеогеодинамическая история галогенсодержащих бассейнов Северной Евразии тесно связана с эволюцией трех палеоконтинентов (Восточно-Европейского и Сибирского докембрийских и Евразийского аккреционного постгерцинского) и нескольких пограничных с ними палеоокеанических подвижных поясов, в наибольшей мере Уральско-Палеоазиатского палеозойского, Палеотетиса палеозойского, Тетиса мезозойско-кайнозойского, более локально — докембрийского Палеоуральского, фиксированного Тиманским швом, а также палеозойско-мезозойского Таймырско-Верхоянско-Колымского.

По особенностям размещения и эволюции бассейнов в системе палеоконтинент — палеоокеанический подвижный пояс различаются три типа областей: 1) внутренние части палеоконтинентов; 2) окраины палеоконтинентов и смежные окраинные области палеоокеанических бассейнов, т. е. зоны перехода; 3) внутренние области палеоокеанических поясов.

Во внутренних частях всех палеоконтинентов соленосные формации приурочены к бассейнам внутриконтинентальных палеорифтовых систем и связаны с основными стадиями их развития — собственно рифтовой и при ее выраженности — с инверсионной. В плане они локализуются в пределах осевых грабенов. Максимумы галогенеза характерны для структур трехлучевого сочленения, каковыми являлись в среднем палеозое Припятско-Донецкий и Вилюйский авлакогены. Формации сульфатно-кальциевого типа (не соленосные) также связаны с палеорифтогенными системами, но распространены шире: в разрезе они фиксируют и менее значительные фазы активности как крупных, так и менее масштабных рифтогенных структур, а также надрифтовых впадин; в плане их контуры выходят за пределы контролирующих их линейных структур и имеют более изометричные очертания. Уровни сульфатонакопления, как и соленакопления, во многих структурах, особенно сближенных, коррелируются между собой, иногда сливаясь в единые обширные ареалы.

На окраинах палеоконтинентов, смежных с палеоокеаническими поясами и в своем развитии подчиненных их эволюции, галогенные формации распространены наиболее широко. Они последовательно возникали здесь в бассейнах различных геодинамических обстановок, переживавшихся палеоокраинами: мелкоконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных. Бассейны межконтинентальных

рифтов ныне представлены ограниченно, что отражает их «обреченность» на уничтожение в ходе геодинамической эволюции. В бассейнах пассивных окраин соленосные формации не установлены, но формации сульфатно-кальцисвого типа, а также их фрагменты в составе деформированных комплексов развиты довольно широко. В классе активноокраинных обстановок основное значение имеют задуговые басейны сжатия (раннсорогснные красвые прогибы), вмещающис крупные калисносные формации хлоридно-калиевого типа (бассейны Восточно-Сибирский, Амударьинский). Класс коллизионных обстановок представлен широко и разнообразно, особенно в пределах разновозрастных окраин Восточно-Европейского палеоконтинента: палеозойских восточной, юго-восточной, юго-западной и западной (вдоль древних границ с Уральским палеоокеаном на востоке и Палеотетисом на юге и западе); мезозойско-кайнозойских вдоль палсограниц с Тетисом.

Во внутрснних частях подвижных палсопоясов галогенные формации связаны главным образом с палсомикроконтинснтами и также возникают на разных стадиях их эволюции, прсимущественно в задуговых бассейнах растяжения и сжатия.

Приведенный обзор показал, что галогснсодержащие бассейны пространственно устойчиво связаны с континснтальными блоками литосферы, а эволюционно — с развитием подвижных поясов (включая в них системы внутриконтинснтальных рифтов). Общие контуры распространсния бассейнов определяются границами таких поясов и арсалов их активного влияния. Размещение же отдельных бассейнов внутри контуров отражает внутрснюю тсктоническую структуру поясов и специфику их эволюции.

На исслсдуемой территории ныне наиболее полно и масштабно представлены галогенсодержащие бассейны трех классов: внутриконтинентальных палеорифтов (авлакогенов), активноокраинные и коллизионные. Первые цсликом локализуются внутри палеоконтинснтов, вторые и третьи — в пределах подвижных палсопоясов, более широко — вдоль их окраинных областсй, относитсльно локально — во внутренних частях, где тяготсют к микроконтинснтальным блокам.

При оцснкс относитсльной распространсннности галогснных формаций следует сщс раз подчсркнуть, что наблюдаемая нынс картина вовсе нс является суммой последовательных ситуаций, а фиксирует в основном галогенные бассейны лишь завсршающего цикла геодинамической активности рассматриваемого структурного элемента, причем прсимущественно поздних стадий этого цикла. В комплексах, отвсчающих более ранним циклам и стадиям, сохраняются в лучшсм случае реликтовые фрагменты галогснных формаций, как правило лишенные соляных составляющих.

Ряд палеоструктурных элементов рассмотрснной территории можст быть использован в качсствс типоморфных галогенсодсржащих палеоструктур соответствующсго ранга. Прсжде всего, это Припятско-Донецкий авлакоген — эталон системы внутриконтинснтальных рифтогенных галогенсодсржащих палеобассейнов, в которых четко проявились все характерные стадии эволюции структур этого типа, запсчатленные в закономсрных последовательностях галогснных формаций. Затем — Амударьинско-Предкавказская систсма окраинноконтинентальных задуговых бассейнов сжатия, связанных со столкновсниcм мсжду континентами и микроконтинентами. И наконец, Прсдуральско-Прикаспийская система окраинноконтинентальных бассейнов коллизионного пояса, воз-

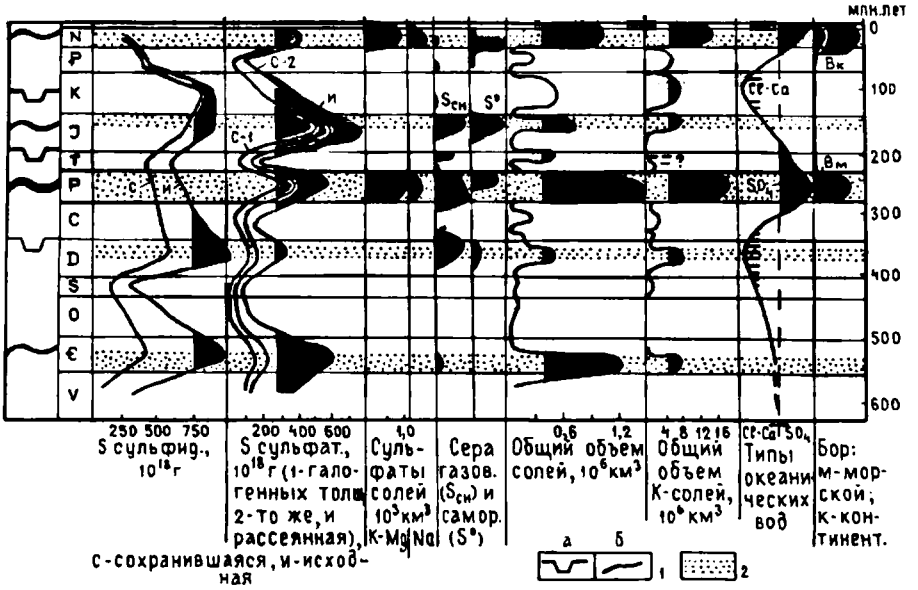


Рис. III.18. Соотношение галогенных, серных и геодинамических «событий» фанерозоя (возрастные кривые) [5, 22, 114, 121, 155, 261, 326, 397, 405].

Залиты значительные положительные аномалии. *1* — главные глобальные геодинамические «события», влиявшие на характер галогенеза: *а* — деструкция, рифтогенез, *б* — сжатие, аккреция, коллизия; *2* — глобальные уровни максимальной интенсивности галогенеза.

никшая при столкновении континентов и полном закрытии океанических бассейнов. Важно, что для каждой из перечисленных галогенсодержащих палеоструктур имеются аналоги в современных (неоген-четвертичных) геодинамических обстановках. Так, Припятско-Донецкий авлакоген на уровне собственно рифтовой стадии развития (D_{2-3}) хорошо сопоставим с Красноморской рифтовой структурой, Амударьинский бассейн в позднеюрскую эпоху и Восточно-Сибирский в кембрийский период — с Тиморско-Арафурско-Коралловоморским обрамлением Австралии, Предуральско-Прикаспийская ветвь Уральского пояса в позднем палеозое — с Предзагросско-Средиземноморской ветвью Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

Основные возрастные интервалы галогенеза коррелируются с этапами и стадиями эволюции подвижных поясов и их частей. Как правило, возраст наиболее масштабных галогенных формаций отвечает тектоническим фазам, наиболее значимым для соответствующего структурного элемента, менее масштабных — менее значимым и (или) более удаленным. Для фаз тектонического покоя или затишья галогенез не характерен.

Уровни максимального развития галогенеза на территории Северной Евразии ($Є_{1-2}$, D_{2-3}, P_{1-2}, J_3, N_1) отвечают крупнейшим этапам деструкции, растяжения или сжатия, затронувшим данную территорию. Вместе с тем все отмеченные максимумы совпадают с глобальными максимумами галогенеза (рис. III.18), которые в свою очередь коррелируются с этапами глобальных геодинамических перестроек.

III.2.4.4. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИХ БАССЕЙНОВ

Признаки, характерные для галогенсодержащих бассейнов разных геодинамических типов и важные для их опознания, можно условно объединить в две большие группы: структурно-вещественные и ситуационные. Первая группа включает вещественные, структурные, морфологические и пространственные показатели галогенсодержащих тел разного ранга, вторая — фациально-ландшафтные и эндогенные параметры обстановок галогенной седиментации. В табл. III.8 систематизированы наиболее значимые признаки обеих групп и для каждого геологического типа галогенсодержащих бассейнов приведены их характерные значения, полученные в итоге сравнительного анализа материала по современным и древним бассейнам мира.

Наборы *структурно-вещественных* признаков (табл. III.8, графы 3—7) суммируют данные, рассмотренные в подразделах III.2.2 и III.2.3. Среди вещественных характеристик наиболее важны геохимические типы галогенных составляющих. Так, сульфатно-калиевый тип установлен лишь в бассейнах коллизионной группы (в краевых, остаточных и тафрогенных впадинах) и в субсинхронных им инверсионных суббассейнах авлакогенов. Хлоридно-калиевый тип характерен для межконтинентальных и полноразвитых внутриконтинентальных рифтов, краевых и внутренних бассейнов субдукционных и коллизионных поясов. Сульфатно-кальциевый тип с ограниченной соленосностью обычен для обстановок пассивных окраин, надрифтовых впадин и окраинных бассейнов субдукционных поясов. Сульфатно-натриевый и содовый (или пестрый) озерные типы распространены в бассейнах областей перисубдукционной и периколлизионной активизации, а также в мелких грабеновых структурах ранних стадий развития внутриконтинентальных рифтов и вторично-рифтовых бассейнов. Большинство бассейнов последней группы плохо сохраняются в геологических разрезах, и потому относительно широко распространены преимущественно лишь их современные представители.

Хотя каждый из перечисленных геохимических типов характерен не для одного, а для небольшой группы бассейнов, однако уже сама возможность выделения (т. е. опознания) этих групп является принципиально новой. Кроме того, данный признак несет в себе также и минерагеническую информацию, которая, в свою очередь, может значительно расширить спектр индикаторных характеристик.

Другой вещественный показатель — состав негалогенных компонентов — также содержит весьма важную и разностороннюю информацию. Для типоморфных галогенных формаций эти сведения приведены в графе 5, где в числителе указаны подтипы, в наибольшей мере отражающие, как указывалось, состав фоновых негалогенных компонентов, а в знаменателе — разновидности, определяемые характерными парагенными комплексами: биогермными, высокоуглеродистыми, красноцветными, вулканогенными. Распространение этих комплексов в разрезах бассейнов и их соотношение с галогенными схематично отражено также на рассматривавшемся ранее рис. III.15. Для биогермных образований там же обозначены их относительные масштабы в бассейнах разных типов. Так, например, сочетания масштабных рифогенных комплексов с галогенными в наибольшей мере характерны для бассейнов пассивных окраин и окраинных морей, менее масштабные органогенные постройки типичны для межконтинентальных рифтов, авлакогенов (для средних стадий их развития), для задуговых бассейнов сжатия и растяжения, краевых и оста-

точных бассейнов субдукционных и коллизионных поясов. В остальных типах галогенсодержащих бассейнов распространены примитивные органогенные постройки ограниченного масштаба.

Все сказанное дает основание отвести набору вещественных признаков ведущую роль в диагностике геодинамической природы обстановок.

Второй важной характеристикой является направленность вертикальных рядов формаций в разрезах бассейнов, отражающая направленность изменений в ходе эволюции каждого геодинамического типа. Для негалогенных формаций при ее оценке использованы традиционные обозначения рядов (табл. III.8, графа 4, числитель): *T* — трансгрессивные (в общем случае отражающие переход от терригенных континентально-озерных отложений к морским карбонатным), *P* — регрессивные (с обратной последовательностью), Н. в. — не выраженные (ненаправленные). По отношению к галогенным формациям более информативны последовательности их литолого-фациальных макротипов (табл. III.8, графа 4, знаменатель): *I* — депрессионно-морских калиеносных, *II* — мелководно-морских сульфатно-кальциевых, слабосолеиосных и *III* — озерно-континентальных пестрого состава, — отражающие динамику согласованного изменения фациально-ландшафтных условий галогенеза и структурно-вещественных признаков формаций. Направленность рядов негалогенных и галогенных формаций взаимосвязана и в целом коррелируется с типом геодинамических напряжений, на фоне которых развивается бассейн. Эту связь графически передает рассмотренный выше рис. III.15 (усл. знак 6): на фоне растяжения и деструкции в общем случае формируются трансгрессивные ряды с нарастанием мористости обстановок, полноты и масштаба галогенеза, с тенденцией смены макротипов *III→II→I*, на фоне сжатия с локальным растяжением — регрессивные, с обратными последовательностями; на фоне проседания, активного прогибания — ряды с нечеткой направленностью; на фоне активизации с рассеянной деструкцией — ряды с меняющимся вектором. Трансгрессивные ряды характерны для авлакогенов и надрифтовых впадин на собственно рифтовых стадиях их развития, для межконтинентальных рифтов и вторично-рифтовых бассейнов; регрессивные — для авлакогенов и надрифтовых впадин на инверсионных стадиях развития, для краевых прогибов и остаточных бассейнов коллизионных и субдукционных поясов; ряды с невыраженной направленностью — для пассивных окраин и окраинных бассейнов, а разнонаправленные — для бассейнов зон активизации и деструкции пассивных окраин.

Совместный анализ двух рассмотренных показателей — вещественных признаков и рядов — сужает выделяемые наборы соответствующих им геодинамических типов бассейнов и позволяет считать эти два показателя основными в диагностике.

Ряд других характеристик бассейнов и типоморфных формаций (табл. III.8, графы 5—7): их морфология, мощность, характер залегания, дислоцированность, зональность, полярность — формирует комплекс вспомогательных признаков, способствующих более уверенному опознанию геодинамических типов.

Еще один структурно-вещественный показатель более крупного ранга — положение галогенсодержащего бассейна в вертикальном и латеральном рядах геологических образований (табл. III.8, графа 15) — отражает его исходные взаимоотношения со смежными, подстилающими и перекрывающими осадочными бассейнами или зонами межбассейновых

поднятий (вулканическими дугами, складчато-надвиговыми поясами и т. д.), а также с зонами интенсивного субсинхронного гипергенеза. Все это, с одной стороны, определяет макропарагенезис изначально сопряженных структурно-вещественных комплексов, характер их сопряжения и место в нем галогенсодержащих бассейнов, а с другой — позволяет более полно воссоздать систему взаимосвязанных и эволюционировавших экзогенных и эндогенных процессов, влиявших на формирование бассейна.

Среди *ситуационных* показателей, характеризующих *обстановки осуществления процессов галогенеза,* наибольшее значение имеют фациально-ландшафтные и эндогенные параметры.

Фациально-ландшафтные особенности геодинамических обстановок, дополняющие характеристики, уже отраженные в макротипах (графа 4), детализированы в графе 8, где для каждой обстановки и ее обрамления указаны типы седиментационных бассейнов и полные типовые латеральные ряды фациальных обстановок (что, в свою очередь, позволяет определять вероятные наборы геохимических типов галогенных комплексов, формирующих латеральный профиль каждой формации).

В набор эндогенных параметров включены следующие характеристики бассейнов и их обрамлений (табл. III.8, графы 9—14): тип геодинамических напряжений, тип и мощность земной коры, характер вулканизма, сейсмичность, тепловой поток, контрастность рельефа. Чтобы получить сопоставимые количественные оценки для однотипных эндогенных проявлений в разных обстановках, а также для разнотипных в одной и той же обстановке, использована разработанная Н. А. Логачевым с соавторами [202] шкала оценки их интенсивности в унифицированных условных единицах, несколько видоизмененная в приложении к задачам работы.

Приведенные количественные оценки эндогенных проявлений каждой геодинамической обстановки в большей мере отражают современную ситуацию и носят ориентировочный характер. Они получены как усредненные величины из данных, заимствованных из большого числа обобщающих, специализированных и региональных работ [3, 35, 42, 93, 96, 127, 140, 141, 154, 205, 241, 279, 320—322, 522, 531]. Эти показатели не только характеризуют каждую из обстановок галогенеза, но и могут служить основанием для поиска и выделения в галогенсодержащих разрезах широкого спектра дополнительных индикаторов, обусловленных различными синседиментационными проявлениями эндогенной активности, прежде всего вулканогенными, сейсмотектоническими, гидротермальными. Важно, что все эти проявления и их сочетания (вне их связи с галогенезом) достаточно хорошо изучены в каждой из геодинамических обстановок, а многим их характеристикам придается диагностическая роль. Однако применительно к бассейнам галогенеза (как, впрочем, и к большинству осадочных бассейнов в целом) их реальное воздействие на седиментационные обстановки пока не только не учитывается, но практически и не обсуждается. Между тем имеются многочисленные свидетельства и современного, и былого их широкого сингалогенного проявления.

Прежде всего это относится к вулканизму, проявления которого в пределах многих современных бассейнов активного соленакопления вполне согласуются с частыми парагенезисами вулканогенных и галогенных образований в разрезах палеобассейнов (табл. III.8, графа 5) [120, 131, 157, 281, 324 и др.]. Наиболее масштабные сингалогенные вулканогенные комплексы развиты в авлакогенах в разрезах собственно рифтовых стадий (Днепровско-Припятский D_3, Кемпендяйский D_3, Высокого Атласа T_3) и

в межконтинентальных рифтах (бассейны Циркуматлантического кольца T_3—J_1, J_3, K_1; Красноморский N_1). Довольно широко они распространены и во вторично-рифтовых бассейнах, а также во внутренних впадинах субдукционных и коллизионных поясов; слабо выражены — в краевых прогибах и остаточных бассейнах субдукционных и коллизионных поясов; не характерны — для надрифтовых впадин и пассивных окраин (в последних за исключением бассейнов зон деструкции).

Наличие двух различных групп свидетельств современной и былой сопряженности галогенеза и вулканизма позволяет более уверенно высказаться о закономерном характере их взаимосвязей. А это дает основание говорить о возможности использования вулканогенных образований (со всем присущим им набором диагностических свойств) в качестве перспективных индикаторов геодинамической природы сопряженных их галогенсодержащих объектов. Однако предварительно должен быть исследован вопрос о природе связей между вулканизмом и галогенезом. Правда, в литературе этот вопрос уже поднимался. В частности, В. И. Созанский [324] суммировал обширный материал, иллюстрирующий и подтверждающий их частые сонахождения, проинтерпретировал их как генетически обусловленные. Однако такая постановка вопроса вызвала резко негативную реакцию ведущих исследователей как противоречащая сложившимся представлениям об условиях протекания эвапоритового процесса и потому неправомерная (А. А. Иванов, М. П. Фивег и др.). В результате само сонахождение этих образований оценивалось и, как правило, оценивается до сих пор как случайное, не заслуживающее особого внимания. Между тем приведенные данные и многие другие наблюдения свидетельствуют о серьезности проблемы.

Сингалогенная сейсмичность привлекает еще меньше внимание исследователей, хотя галогенез новейшего времени связан почти исключительно с регионами высокой сейсмической активности (см. рис. III.16), а ее палеопроявления запечатлены во многих особенностях как самих галогенных комплексов (особенно выразительно в структурно-текстурных признаках ангидритовых тел), так и во вмещающих их отложениях. Разработка этого вопроса осложняется тем, что проблема роли сейсмичности в осадкообразовании в современной седиментологии вообще, по существу, пока лишь обозначена (В. П. Солоненко, Н. Н. Верзилин).

Факты высокой активности гидротермальной деятельности и других видов флюидной разгрузки, субсинхронных соленакоплению, упоминавшиеся выше, в обзоре современного галогенеза, также хорошо согласуются с данными о наличии разнообразных вещественных палеосвидетельств их былой активности, наблюдаемых во многих соленосных разрезах [54, 81, 102, 324]. Однако пока все эти факты чаще всего также игнорируются, а если и обсуждаются, то либо как случайные, либо как проявления более поздних наложенных процессов. Сделаны лишь единичные попытки исследовать вопрос о разнообразном влиянии на процессы галогенеза синхронной им разгрузки флюидов, активизация которой неизбежно сопряжена с любой геодинамической активностью, в том числе авулканогенной [20, 21, 120].

Таким образом, пока реальное участие эндогенных факторов в формировании галогенсодержащих бассейнов остается не изученным и можно лишь наметить пути их привлечения в качестве индикаторов геодинамических режимов. Однако уже сейчас очевидно, что их диагностическая значимость будет высокой.

Изучение этих факторов необходимо и для генетических построений. Признание факта весьма высокой интенсивности эндогенных проявлений во многих галогенсодержащих бассейнах, в том числе в бассейнах с наиболее масштабным и завершенным галогенезом, требует признания и неизбежности их реального влияния на процессы соленакопления, причем влияния как механического, так и физико-химического, вещественного. А это противоречит многим аспектам традиционных эвапоритовых моделей.

Итак, можно констатировать, что каждый геодинамический тип галогенсодержащего бассейна имеет определенные и довольно устойчивые структурно-вещественные и ситуационные (палеоситуационные) особенности. Все вместе они составляют систематизированную базу данных, уже на современной стадии изученности достаточную для решения ряда прямых и обратных задач литогеодинамического анализа. Они дают возможность, с одной стороны, по изученным признакам галогенсодержащих бассейнов опознавать геодинамические типы контролирующих их обстановок, а с другой — в уже опознанных типах обстановок прогнозировать как само наличие галогенных комплексов, так и их вероятные геохимические и другие особенности.

Прослеженные характеристики галогенсодержащих бассейнов послужили основой для составления системы графических литогеодинамических моделей, отражающих различные аспекты взаимосвязей между параметрами галогенсодержащих тел и особенностями контролирующих их геодинамических обстановок, а также динамику их взаимосвязанного изменения от типа к типу. Оттеним лишь некоторые существенные моменты, дополняющие пояснения под рисунками.

Ландшафтно-морфоструктурные модели (рис. III.19 — см. вкладку в конце книги) отражают типовые соотношения между седиментационно-ландшафтными и структурно-геодинамическими характеристиками бассейнов и динамику вероятного изменения этих соотношений, а вместе с ними и геохимических типов галогенеза в ходе структурной эволюции каждой геодинамической обстановки в течение всего времени ее существования — от зарождения до отмирания (для варианта прохождения обстановкой всех последовательных стадий). Так, например, в бассейнах внутриконтинентальных рифтов в течение собственно рифтовой стадии наблюдается смена седиментационно-ландшафтных обстановок галогенеза (рис. III.19, стрелка вверх) от озерных, через лагунные, мелководно- и глубоководно-морские до котловинно-морских. Ей отвечает смена геохимических типов галогенеза от пестрого соленосного (современные озера Восточно-Африканской рифтовой системы), через галититовый до хлоридно-калиевого (соответственно N_1^1 и N_1^3 Красноморского рифта, D_2 и D_3 Припятско-Донецкого авлакогена). На инверсионной стадии развития тех же бассейнов последовательность близка к обратной. Аналогичным образом рис. III.19 позволяет проследить общую направленность эволюции и вероятную последовательность рядов галогенных формаций и для всех других обстановок.

На геодинамических моделях (рис. III.20) приведены мелкомасштабные профильные схемы, воспроизводящие основные черты строения литосферы и некоторые другие геодинамические характеристики, специфические для каждой обстановки.

Модели типовых рядов галогенсодержащих бассейнов и галогенных формаций (рис. III.21 — см. вкладку в

ДЕСТРУКТИВНЫЙ
ДИВЕРГЕНТНЫЙ
СУБДУКЦИОННЫЙ
СОХ
ВД
ОК
СНП ШЗ
ПТ
у.м.

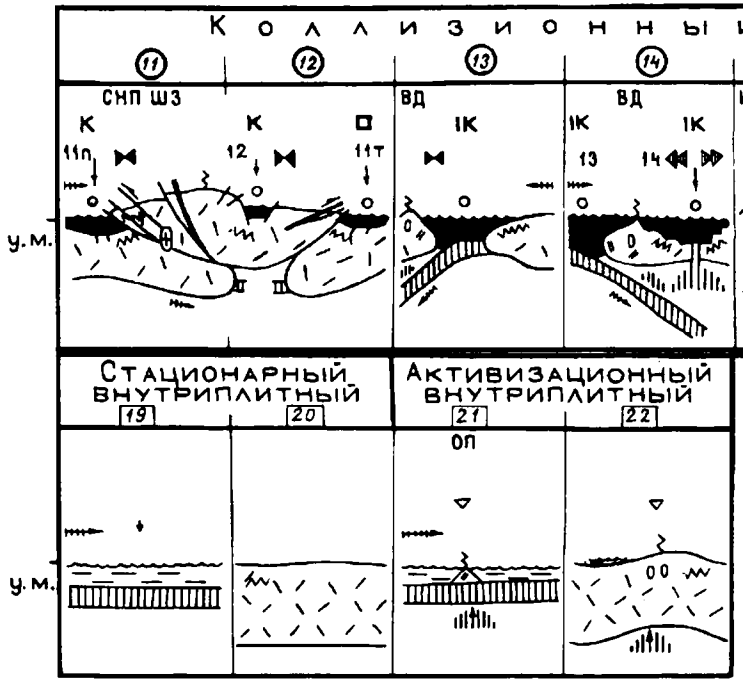


Рис. III.20. Геодинамические модели седиментационных обстановок галогенеза.

1 — индексы геодинамических типов седиментационных обстановок (соответствуют рис. III.15): *а* — галогенез характерен (утолщенный контур — наиболее масштабный), *б* — галогенез не характерен; *2* — бассейны субаквальной седиментации (*у.м.* — уровень моря): *а* — галогенез характерен (кружки над депоцентрами солеродных участков), *б* — галогенез не характерен; *3* — тип литосферы: *а* — континентальная и субконтинентальная, *б* — океаническая, субокеаническая и оси спрединга; *4* — комплексы вулканических дуг и внутриокеанических вулканогенных поднятий; *5* — активный вулканизм; *6* — синседиментационные тектонические смещения: *а* — раздвиг с прогибанием, *б* — прогибание разной интенсивности, *в* — надвиг, *г* — сдвиг, сдвиго-раздвиг; *7* — направление движения плит (*а*) и зарождающаяся зона субдукции (*б*); *8* — напряжения: *а* — растяжение, деструкция, *б* — сжатие, *в* — активизация с рассеянной деструкцией и (или) сжатием, *г* — диффузные напряжения зон «торошения» (сдвиг, сжатие, реже растяжение); *9* — области подъема аномальной мантии и подкорового магмообразования (*а*), то же, в фазе остывания и сжатия (*б*); *10* — внутрикоровые очаги магмообразования (*а*), палингенные граниты, гранито-гнейсовые купола (*б*); *11* — погребенный галогеносодержащий бассейн; *12* — геохимические типы галогенных отложений: *а* — сульфатно-кальциевый, *б* — галititовый, *в* — хлоридно-калиевый, *г* — сульфатно-калиевый, *д* — пестрого состава, часто сульфатно-натриевый содовый. *Зоны относительных поднятий, разделяющие бассейны осадконакопления: ВД* — вулканическая дуга; *СНП* — складчато-надвиговый пояс; *ШЗ* — шовная зона; *ПТ* — «пояс торошения»; *ОП* — локальное внутриокеаническое поднятие; *СОХ* — срединно-океанический хребет.

конце книги). Ряды бассейнов отражают реально наблюдаемые в конкретных природных ситуациях в осадочных разрезах различных структурных зон последовательности из двух-трех или более сохранившихся (иногда очень вероятных) галогенсодержащих бассейнов, представляющих различные стадии геодинамического мегацикла и отражающие различные варианты геодинамической эволюции. Выделены три основные группы рядов: I — на окраинах континентов (палеоконтинентов); II — в пределах микроконтинентов (палеомикроконтинентов) и III — внутриконтинентальные (внутрипалеоконтинентальные). Эти группы примерно отвечают трем категориям палеоструктурных элементов, располагающихся соответственно: I — вдоль границ между складчатыми областями и платформами (древними и молодыми); II — внутри складчатых поясов; III — внутри платформ. Группы состоят из подгрупп, а те, в свою очередь, — из типов.

В группе окраинноконтинентальных рядов наиболее значительно различаются две подгруппы: одни в большей мере связаны с эволюцией и преобразованием комплексов пассивных окраин (типы *А*, *Б*), вторые — с эволюцией активных окраин (типы *В*, *Г*).

Первая подгруппа объединяет два типа рядов, различающихся относительной геодинамической длительностью существования пассивноокраинного режима, т. е. тем, в какой момент океанически-коллизионного мегаэтапа его заменил конвергентный режим и какой геодинамический процесс привел к этому. Так, в пределах Месопотамской окраины (тип *А*) Аравийского континентального блока пассивноокраинный режим, осложнявшийся лишь фазами рифтогенной деструкции, просуществовал в течение почти всего фанерозоя от рифтогенной стадии PZ_1 до континентальной коллизии на новейшем этапе [126]. Здесь галогенсодержащие комплексы пассивных окраин непосредственно перекрываются комплексами позднеорогенных краевых прогибов. Вертикальный ряд геодинамических (и геохимических) типов галогенсодержащих бассейнов следующий: бассейны межконтинентальных рифтов (возможен хлоридно-калиевый тип)→бассейны пассивных окраин (сульфатно-кальциевый, иногда галититовый типы)→позднеорогенные краевые прогибы (хлоридно-калиевый тип, возможен сульфатно-калиевый). В верхней части ряда, вероятно, развитие остаточных и таффрогенных бассейнов (сульфатно- и хлоридно-калиевого типов), а также их сочетаний (*о14*), аналогичных Средиземноморскому бассейну. Восточно-Сибирская пассивная окраина (тип *Б*), возникшая в позднем докембрии, прекратила существование значительно раньше (в том числе и в стадиальном выражении) вследствие установления активноокраинного режима (V_2—PZ_1), задолго до полного закрытия Палеоазиатского океана [72, 127]. В результате пассивноокраинные комплексы перекрыты здесь комплексами раннеорогенных краевых прогибов. Полная последовательность галогенсодержащих (и возможно галогенсодержащих) обстановок: межконтинентальные рифты (возможен хлоридно-калиевый тип)→пассивные окраины (возможен сульфатно-кальциевый тип)→раннеорогенные краевые прогибы (хлоридно-калиевый тип)→бассейны поясов перисубдукционной, а позже периколлизионной активизации (сульфатно-кальциевый тип, возможны соленосные формации пестрого состава).

Во вторую подгруппу включены ряды галогенсодержащих бассейнов, заложение которых происходит в пределах активноокраинных поясов в результате возникновения (и последующего отмирания) малых океани-

ческих (окраинных) бассейнов вторично-рифтовой природы. (Галогенсодержащие бассейны, связанные с предшествующей геодинамической историей, здесь не известны.) Различия между двумя типами рядов внутри подгруппы также определяются относительной геодинамической длительностью существования этих бассейнов и их закрытием либо в связи с общей коллизией — тип *В* (Предкарпатский бассейн на новейшем этапе), либо на фоне продолжающегося активноокраинного режима — тип *Г* (Амударьинский бассейн в постпозднеюрское время [120, 127, 281, 374]). Характерный ряд обстановок типа *В*: вторично-рифтовые бассейны растяжения (возможен хлоридно-калиевый тип бассейнов)→ окраинные (малые океанические) бассейны (сульфатно-кальциевый, иногда галититовый тип на приконтинентальных шельфовых окраинах бассейнов)→позднеорогенные краевые прогибы (сульфатно-калиевый тип). В этом типе рядов, как и в типе *А*, на завершающей стадии вероятно развитие остаточно-тафрогенных бассейнов (*о14*, тип *В'*). В типе *Г*, в отличие от типа *В*, две первые обстановки сменяются раннеорогенными краевыми прогибами (хлоридно-калиевый тип), а позже — бассейнами сначала перисубдукционной, а затем периколлизионной активизации (оба с пестрым типом галогенеза).

В группе рядов, связанных с микроконтинентами (*Д*, *Е*), общие тенденции развития и различия между типами принципиально сходны с таковыми на континентальных окраинах. Здесь выделены два типа рядов: *Д* — пассивноокраинный (Иранский бассейн) и *Е* — активноокраинный (Срединно-Тяньшаньский бассейн). Эти типы отвечают двум подгруппам окраинноконтинентальных рядов, а их дальнейшее деление не проводилось из-за недостатка проинтерпретированных региональных данных.

Ряды группы внутриконтинентальных бассейнов древних *Ж* и молодых *З* платформ имеют наиболее единообразный характер: для них обычны одинаковые наборы и последовательности геодинамических (и геохимических) типов бассейнов: бассейны внутриконтинентальных эпиколлизионных (раннесавлакогенных) рифтов (возможны калиевые типы)→бассейны внутриконтинентальных ортоплатформенных (внутриплитных) рифтов (хлоридно- и сульфатно-калиевый типы)→надрифтовые впадины (сульфатно-кальциевый тип). Кроме того, бассейны имеют однотипные ряды суббассейнов и отвечающих им геохимических типов. Различия между рядами, занимающими разную структурную позицию (докембрийские континентальные блоки — ряд *Ж* — или молодые аккреционные континенты — ряд *З*), выражены неотчетливо, их определение требует дополнительных данных о наиболее глубоких частях разрезов. Более очевидны различия между структурами с разным масштабом деструкции коры при рифтогенезе (ряды *Ж* и *Ж'*): в них масштабы галогенеза обнаруживают прямую зависимость от масштабов деструкции.

Отдельной группой *IV* показаны бассейны современных внутри- и межконтинентально-рифтовых систем незавершенного развития (пути их дальнейшей геодинамической эволюции пока могут лишь предполагаться). По характеру субстрата выделены два типа: тип *И* — постплатформенные (Красноморский бассейн) с разновидностью *И'*, отвечающей структурам с ограниченной деструкцией коры (Кенийский бассейн), и тип *К* — постколлизионные (Верхнерейнский бассейн).

В правой части рис. III.21 в ряды бассейнов введены характерные для каждого их типа и уже обсуждавшиеся ряды образующих их галогенных формаций. Итоговые ряды формаций представляют идеализированные наиболее полные последовательности. В реальных разрезах,

как уже отмечалось, обычно устанавливаются не все, а две-три галогенные формации (иногда больше), а остальные либо не обнаружены, либо не образовались, чаще не сохранились. В последнем случае фиксируются их фрагменты, реликты и следы былого присутствия [19]. Однако все намеченные уровни перспективны на обнаружение галогенных формаций указанных типов.

На этом же рисунке наглядно проявляются возможности использования описанной выше (подраздел III.2.4.Г и рис. III.15) рифтогенной модели анализа обстановок галогенеза. Единый стиль развития рифтогенных (s.l.) структур разного геодинамического типа, определяя однотипные тенденции эволюции фациально-ландшафтных обстановок, приводит к сходству вертикальных рядов галогенсодержащих бассейнов и галогенных формаций. На фоне трехстадийной эволюции рифтогенных структур с однотипной сменой характера напряжений (I — растяжение→II — прогибание→III — сжатие) и отвечающей ей трехстадийной же последовательности смены фациально-ландшафтных обстановок (от озерно-континентальных к морским глубоководным на первой стадии и от морских к континентальным на третьей) наблюдается формирование трех типов рядов формаций: I — трансгрессивный, с максимумом галогенеза в конце стадии, с эволюцией формаций от озерных пестрого состава до глубоководноморских хлоридно-калиевых; II — ненаправленный, с проявлениями галогенеза сульфатно-кальциевого типа, иногда с ограниченной соленосностью; III — регрессивный, с максимумом галогенеза в начале стадии, с эволюцией от мощных морских хлоридно- и сульфатно-калиевых формаций до сульфатно-кальциевых лагунных и континентальных в конце стадии [20, 415]. Наиболее масштабные галогенные формации отвечают двум главным фазам растяжения и сжатия, сопряженым с тектоническими перестройками: одна на границе первой и второй стадий, вторая — на границе второй и третьей.

Таким образом, выявляемое рифтогенной моделью сходство стиля тектонического развития структур разных геодинамических типов, адекватно прослеживаемое в общности тенденций развития бассейнов разных геодинамических типов вне зависимости от их положения по отношению к границам плит, в итоге проявляется и в сходстве вертикальных рядов формаций. Вместе с тем, эта же модель, обозначая черты сходства, содействует решению и обратной задачи — обнаружению тех особенностей бассейнов каждого типа, которые не укладываются в единую схему, обусловлены различием геодинамических режимов и составляют индивидуальную характеристику обстановки.

Модель геодинамического цикла Уилсона (рис. III.22) отражает типовые положения галогенсодержащих бассейнов и их латеральных рядов в полном идеализированном океанически-коллизионном цикле. За основу взяты с небольшими изменениями графические модели А. Митчелла и Х. Рединга [242]. Дополнительно приведены индексы осадочных бассейнов, отвечающие принятой нами классификации (см. рис. III.15 и III.20).

Рассмотренная система моделей, дополняя суммированные в табл. III.8 характеристики, иллюстрирует широкий спектр статических и динамических связей между галогенсодержащими бассейнами и геодинамическими обстановками.

В целом приведенный материал убеждает в отчетливой индивидуальности каждого геодинамического типа бассейнов и в его опознаваемости

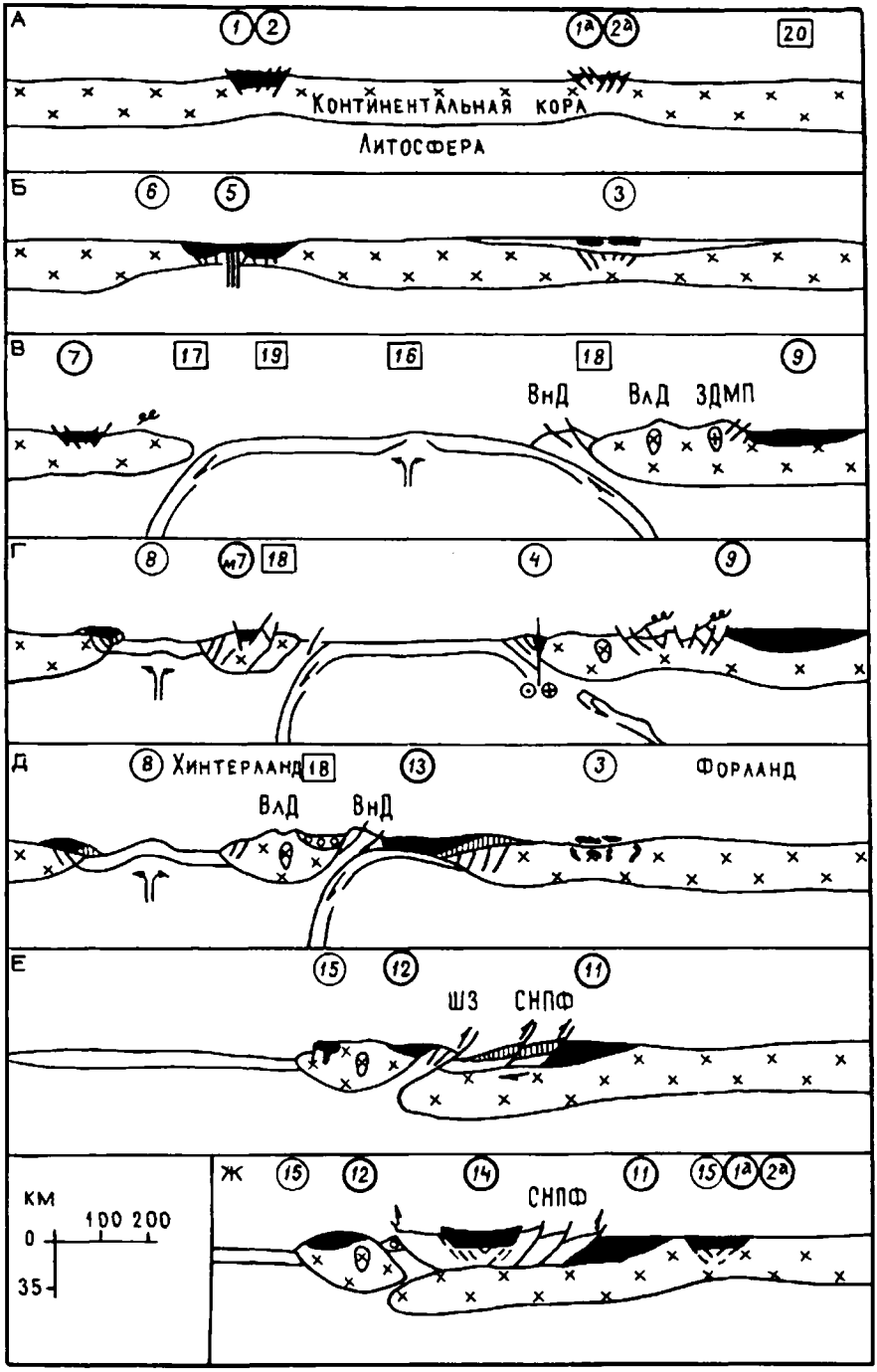


Рис. III.22. Положение галогенсодержащих бассейнов (залиты черным) в геодинамическом цикле Уилсона.

Межбассейновые обстановки относительных поднятий (буквенные обозначения на рисунке): *ВнД* — внешняя дуга; *ВлД* — вулканическая дуга; *ЗДМП* — задуговый магматический пояс; *ШЗ* — шовная зона; *СНПФ* — складчато-надвиговый пояс форланда.

благодаря набору достаточно устойчивых структурно-вещественных и ситуационных показателей. Вместе с серией графических литогеодинамических моделей они могут быть использованы при решении различных задач геодинамического, минерагенического и генетического анализа.

Выполненный геодинамический анализ уверенно свидетельствует об отчетливом влиянии геодинамических и подчиненных им фациально-ландшафтных условий на само наличие галогенных комплексов, на их состав, морфологию, структуру, характер размещения и последовательность формирования, т. е. о своеобразной резонансности галогенеза по отношению к различным проявлениям геодинамической активности.

III.2.5. Минерагеническая специализация галогенсодержащих бассейнов

Проблема связи между галогенными формациями и разнообразной рудной и нерудной минерализацией была поднята в 60—70-е годы в работах Н. М. Страхова, К. Дэвидсона, А. Ренфро. С. М. Кореневский [165] впервые показал ее значение как важной комплексной минерагенической проблемы. Ныне она приобрела междисциплинарный характер, разрабатывается специалистами не только в области геохимии и минерагении солей, но и во многих других областях геохимических и минерагенических исследований, а также гидрогеохимии, геохимии нефти и газа ([4, 12, 20, 121, 219, 235, 250, 258, 267, 272, 274, 334, 385 и др.], Л. Н. Капченко, В. В. Куриленко). Среди полезных компонентов галогенсодержащих бассейнов можно выделить три группы, отражающие и определяющие три стороны их рудно-геохимических особенностей: I — собственно галогенную (соляную, галургическую); II — рудную; III — серную. Распространение компонентов каждой группы в литолого-фациальной структуре галогенных комплексов показано на рис. III.23.

Галогенные компоненты. Группу образуют полезные макро- и микрокомпоненты солей. К числу первых относится подавляющее большинство породообразующих: хлоридные, сульфатные, карбонатные и нитратные минеральные соединения K, Mg, Na и Ca; к числу вторых — элементы-примеси (B, Br, Cs, Rb, Tl, Li, F, реже ряд др.) ([15, 62, 81, 165, 166, 261, 272, 274], М. Г. Валяшко, Н. А. Солодов).

Наборы полезных макро- и микрокомпонентов галогенных комплексов определяются их вещественно-геохимическими типами, которые, как показано выше, связаны с характером ландшафтно-фациальных обстановок. Это делает детерминированной и прогнозируемой минерагеническую специализацию галогенных комплексов разных геохимических и литолого-фациальных типов.

Помимо скоплений ангидрита, гипса и (или) поваренной соли, характерных для всех типов галогенных комплексов, каждый из них имеет свой относительно устойчивый набор полезных макро- и микрокомпонентов. Так, в *макротипе калиеносных морских депрессионных формаций*, являющемся наиболее промышленно важной группой как по макро-, так и по микрокомпонентам, основной интерес представляют горизонты калийно-магниевых солей [62, 165, 175, 238]. В хлоридно-калиевом типе они сложены сильвином, карналлитом (бассейны Западно-Канадский D_{2-3}, Днепровско-Припятский D_3, Амударьинский J_3), реже — также бишофитом и тахгидритом (бассейны Конго-Ангольский K_1, Южно-Бразильский K_1, Корат K_2). В сульфатно-калиевом типе, кроме хлоридных, присутствуют

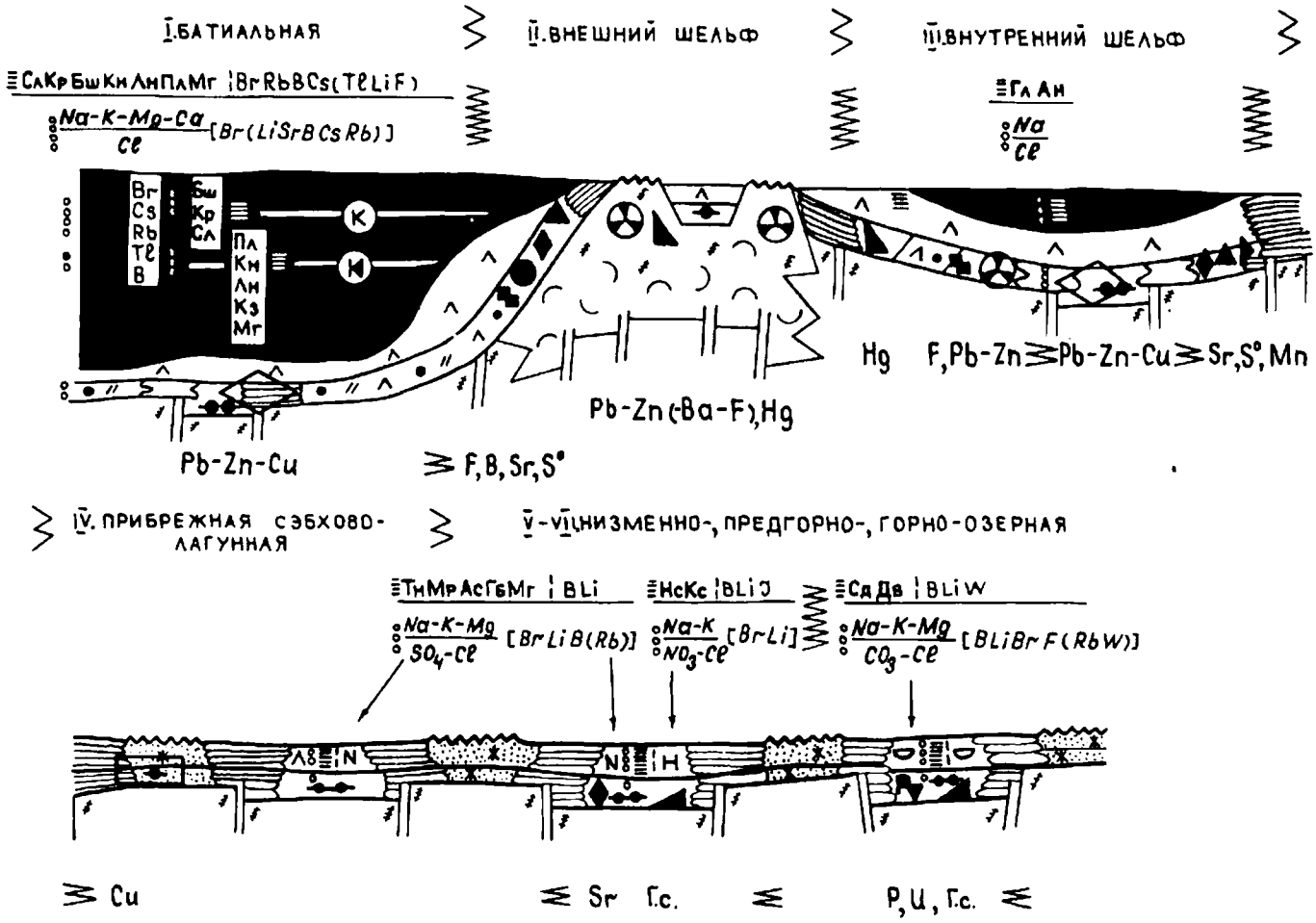
промышленные концентрации разнообразных сульфатных калийно-магниевых солей (полигалитовых, кизеритовых, смешанных, типа хартзальца, реже каинитовых, лангбейнитовых) (бассейны Прикаспийский P_1k, Центральноевропейский $P_2\check{z}$, Пермский P_{1-2}, Предкарпатский N_1). Все калиеносные формации характеризуются и максимальной обогащенностью микрокомпонентами Br, Rb, Cs, Tl и др. Их главные концентрации, иногда достигающие промышленных, заключены в калиеносных частях разреза в виде изоморфной примеси в калийно-магниевых соляных минералах (Rb, Cs, Tl — с K, Br — с Cl) [165, 166]. Значительная бороносность солей характерна для формаций сульфатно-калиевого типа, локализуется на участках сульфатных калийно-магниевых солей. В зоне гипергенеза, чаще в кепроках соляных диапиров, формируются залежи остаточных боратов [165, 247]. По обогащенности бором резко выделяются пермские формации, в меньшей мере — неогеновые [247].

Морские мелководные формации сульфатно-кальциевого макротипа, не содержащие калийно-магниевых солей, характеризуются также и незначительными концентрациями всех перечисленных полезных компонентов.

В *макротипе озерно-континентальных формаций пестрого состава* каждый геохимический тип содержит свои наборы солей: 1) сульфатно-натриевый — сульфатно-натриевые и сульфатно-магниево-натриевые, сложенные глауберитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, эпсомитом (бассейны Приаральский N_2^3, Q_4; Межгорных впадин Тянь-Шаня N_1; Альберта-Дакотский Q_4 и др.); 2) карбонатно-натриевый — содовые, обогащенные комплексом разнообразных содовых минералов, иногда включающим в себя давсонитовую минерализацию, ассоциирующую с повышенной битуминозностью пород (бассейны Грин-Ривер, Анатолийские N—Q; Солтон-Си Q; Кенийские Q_4 и др.); 3) нитратный — нитратно-натриевые и калиевые (бассейны Альтиплано и Атакама-Пунийские N_2, Q). Характерны повышенные, до промышленных, концентрации микрокомпонентов, чаще всего B, Li, иногда Rb, в содовом типе также W, F, в нитратном I. Озерные соли с промышленными концентрациями микрокомпонентов в твердой и жидкой фазах широко распространены среди неоген-четвертичных и современных (s.str.) отложений, более ограниченно — среди кайнозойских и крайне редки — в разрезах более древних.

Рассолы, ассоциирующие с каждым из геохимических типов галогенных комплексов (подземные воды, межкристальная и наддонная рапа), также имеют свои специфические особенности, сопоставимые с таковыми у солей (рис. III.23). Это позволяет говорить о наличии единых галогенсодержащих флюидно-породных минерагенических систем. Перспективы промышленного использования разных типов гидроминерального сырья оцениваются достаточно высоко [13, 38, 39].

Рудные компоненты. Эта группа объединяет руды свинца, цинка, меди, ртути, целестина, барита, флюорита, реже урана, фосфора, марганца и ряда других элементов, основные концентрации которых заключены не в самих галогенных комплексах, а в биохемогенных элементах галогенсодержащих систем, обрамляющих или разделяющих эти комплексы. В существующих классификациях их обычно соотносят с группой стратиформных амагматических месторождений и включают в те или иные типы [204, 219, 235, 258, 302, 319, 334]: 1) медистые песчаники (в красноцветных песчаниках с повышенной углеродистостью и сульфатоносностью); 2) медистые сланцы (в высокоуглеродистых глинисто-крем-


I.БАТИАЛЬНАЯ
II.ВНЕШНИЙ ШЕЛЬФ
III.ВНУТРЕННИЙ ШЕЛЬФ
СаКрБшКнЛнПлМг | BrRbBCs(TℓLiF)
Na-K-Mg-Ca / Cℓ [Br(LiSrBCsRb)]
ГлАн
Na / Cℓ
Br Cs Rb Tℓ B
Бш Кр Са
Пл Кн Лн Кз Мг
K
Hg
F,Pb-Zn ≥ Pb-Zn-Cu ≥ Sr,S°,Mn
Pb-Zn(-Ba-F),Hg
Pb-Zn-Cu
≥ F,B,Sr,S°
IV.ПРИБРЕЖНАЯ СЭБХОВО-ЛАГУННАЯ
V-VI.НИЗМЕННО-, ПРЕДГОРНО-, ГОРНО-ОЗЕРНАЯ
ТнМрАсГбМг | BLi
НсКс | BLiJ
СдДв | BLiW
Na-K-Mg / SO4-Cℓ [BrLiB(Rb)]
Na-K / NO3-Cℓ [BrLi]
Na-K-Mg / CO3-Cℓ [BLiBrF(RbW)]
N
≥ Cu
≥ Sr Г.с.
≥ P,U, Г.с. ≥

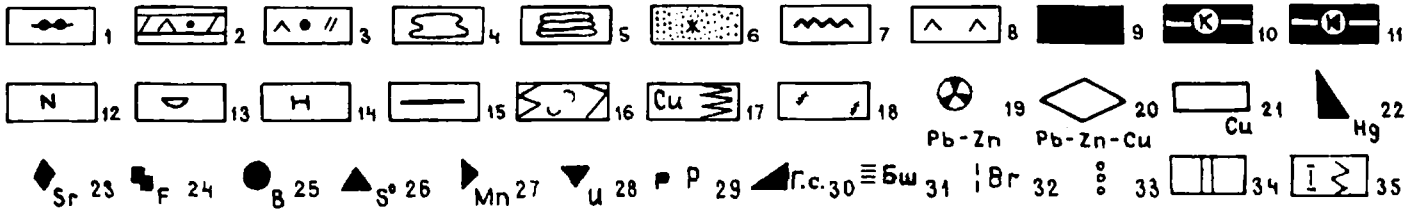


Рис. III.23. Рудно-фациальная модель галогенного макроцикла.

1—5 — фациальный изохронный ряд биохемогенных комплексов подгалогенного горизонта с синседиментационной металлоносностью: *1* — высокоуглеродистый (смешанного кремнисто-глинисто-доломито-ангидритового состава), *2* — доломитовый (с повышенной углеродистостью и сульфатоносностью), *3* — доломито-ангидритовый (с повышенной углеродистостью), *4* — примитивно-биогермный (с рассеянными простыми биогермами, биостромами, микритовыми куполами), *5* — пластово-строматолитовый; *6* — красноцветные отложения (с повышенной углеродистостью, сульфато- и соленосностью); *7* — перерывно-корковые образования; *8—14* — галогенные комплексы: *8* — сульфатно-кальциевый, *9* — галититовый, *10* — хлоридно-калиевый, *11* — сульфатно-калиевый, *12* — сульфатно-натриевый, *13* — содовый, *14* — нитратный; *15* — верхняя и нижняя границы подгалогенного и галогенного горизонтов; *16* — рифогенный комплекс в субстрате; *17* — седиментационная зональность распределения полезных компонентов; *18* — диагенетическая металлоносность в субстрате; *19—30* — полезные компоненты в подгалогенных биохемогенных комплексах (значки — типовое положение в разрезе, буквенные обозначения — ориентировочный интервал латерального распространения, в скобках — второстепенные компоненты): *19* — Pb—Zn в карбонатных комплексах, *20* — Cu—Pb—Zn в высокоуглеродистых комплексах («медистые сланцы»), *21* — Cu в красноцветных комплексах («медистые песчаники»), *22* — киноварь, *23* — целестин, иногда с баритом, *24* — флюорит, иногда селлаит, *25* — бораты, *26* — сера самородная, *27* — марганцевые руды, *28* — уран, *29* — фосфаты, *30* — металлоносные черные (до горючих) сланцы; *31, 32* — полезные компоненты в галогенных комплексах: *31* — минеральные макрокомпоненты солей (Бш — бишофит, Кр — карналлит, Сл — сильвин, Пл — полигалит, Кн — каинит, Лн — лангбейнит, Кз — кизерит, Мг — магнезит, Гл — галит, Ан — ангидрит, Тн — тенардит, Мр — мирабилит, Гб — глауберит, Ас — астраханит, Сд — группа содовых минералов, Дв — давсонит, Нс — натровые нитраты, Кс — то же, калиевые); *32* — малые элементы и микроэлементы солей (в скобках — редкие); *33* — компоненты гидроминерального сырья (в квадратных скобках — малые компоненты и микрокомпоненты, в круглых скобках — более редкие); *34* — зоны нарушений; *35* — ландшафтные обстановки.

нисто-карбонатных отложениях); 3) стратиформные свинцово-цинковые и барит-флюорит-полиметаллические месторождения (в известково-доломитовых, нередко рифогенных комплексах); 4) месторождения целестина, барита, киновари, флюорита, иногда селлаита, марганца (также преимущественно в известково-доломитовых комплексах, иногда сульфатоносных, часто биогермных); 5) урановые (преимущественно в черносланцевых образованиях); 6) разнообразные месторождения кепроков соляных куполов. Именно по отношению к представителям рассматриваемой «рудной» группы вопрос об их сопряженности с галогенезом, которая здесь далеко не всегда достаточно отчетливо выражена, служил (и служит) предметом обсуждений, чаще других касавшихся руд меди, свинца, цинка [12, 20, 204, 235, 258, 267, 334, 342, 385].

Результаты исследования галогенсодержащих породных систем позволяют подойти к анализу оруденения под несколько иным углом зрения, используя в качестве ключевых два взаимосвязанных уже приводившихся положения: оруденение избирательно локализуется в биохемогенных образованиях, а последние являются закономерными элементами единых галогенсодержащих систем. Иначе говоря, концентраторами обсуждаемых типов оруденения выступают не случайные разрозненные образования, а комплекс парагенетически взаимосвязанных биохемогенных элементов, локализующихся вокруг галогенных комплексов, а именно: биогермные постройки разных масштабов, высокоуглеродистые, строматолитовые, доломитовые слои и линзы, а также рассеянные формы этих же образований, рассредоточенные среди известняков, красноцветов и других окологалогенных отложений. Возможность их рассмотрения в составе единых закономерно построенных систем позволяет включить в эти системы и устойчиво контролируемое ими оруденение.

Вопрос о связях оруденения с биохемогенными образованиями не нов. Для разных типов стратиформных руд связи с теми или иными биохемогенными образованиями обсуждались неоднократно. По существу, обозначился целый ряд очень устойчивых парных взаимосвязей, таких как «руда—рифы», «руда—строматолиты», «руда—черные сланцы», «руда—доломиты» ([21, 27, 95, 135, 151, 219, 281, 334, 396, 398, 399], В. Г. Кузнецов, А. Е. Мирошников). Однако как единая система пространственно-генетических связей проблема не рассматривалась. Главную причину мы видим в том, что пока не привлекли к себе должного внимания закономерные взаимосвязи самих перечисленных рудолокализующих биохемогенных образований ни друг с другом, ни с галогенными комплексами. А это, в свою очередь, связано с неразработанностью адекватных генетических моделей, способных объяснить этот парагенезис. Вариант такой модели будет рассмотрен ниже вместе с другими генетическими представлениями.

Если считать биохемогенные и галогенные образования элементами единых целостных биогенно-хемогенных ассоциаций, то и проблему их оруденения также можно выразить через единую систему связей: «руды — биогенно-хемогенные комплексы». Важно, что при этом оруденение становится закономерным элементом упорядоченных галогенсодержащих рудно-породных систем, взаимосвязанным со всеми их членами: и галогенными, и негалогенными. Переход к анализу рудоносности таких *породных* систем позволяет широко использовать все установленные для них взаимосвязи, тем самым резко расширяя возможности исследования, прогноза и поиска. Особое значение приобретают при этом два обстоя-

тельства: 1) охарактеризованная упорядоченность структуры галогенсодержащих систем при четкости позиции в них каждого из биохемогенных образований; 2) тенденция различных биохемогенных образований к определенной рудной специализации: так, для биогермных и слоисто-доломитовых комплексов характерны разные сочетания руд Pb, Zn, Hg, Ba, F; высокоуглеродистые слои в морских фациях часто содержат комплексные руды Pb, Zn, Cu с богатым спектром других микрокомпонентов, а они же в озерных — руды U; в красноцветных комплексах на участках контрастного сочетания красноцветов с углеродистыми, строматолитовыми, доломитовыми образованиями широко распространены медные руды.

Эти две особенности биохемогенных элементов — упорядоченность распределения и рудная специализация — проявляются в закономерном положении оруденения в структуре (в плане и в разрезе) галогенсодержащих систем (рис. III.23) Латеральная зональность размещения биохемогенных комплексов, контролируемая общей фациальной зональностью и локальными осложнениями дна, определяет и общий план оруденения. Так, для шельфа характерны месторождения Pb и Zn в сочетании с Ba, F, Hg в рифогенных, известково-доломитовых и рассеянных биогермных комплексах (районы Пайн-Пойнт D_{2-3}; Каратау-Тяньшаньский D_2—C_1; Центральноирландский C_1; Силезско-Краковский T_2 и др.); для прибрежно-континентальных обстановок — медные руды с разным содержанием сопутствующих элементов, типа медистых песчаников (юг Сибирской платформы $Є_2$—O_1; восток Русской платформы P_2—T_1; Атлантическое побережье Африки K_1, Амударьинский и Южно-Таджикский бассейны K_1пс и др.); для прибрежно-морских обстановок зоны перехода — комплексные Cu—Pb—Zn-руды в породах промежуточного состава, в частности «медистые сланцы» (месторождения Польши и Германии вдоль окраин Цехштейнового бассейна $P_2ž$, содержащие также высокие концентрации Ag, U, Pt, Co и ряда других компонентов). По-видимому, комплексные руды развиты и в наименее изученных подсолевых высокоуглеродистых образованиях депрессионных участков шельфа и батиали. Их формирующимся современным представителем можно считать металлоносные осадки впадин Красного моря. В континентально-озерных высокоуглеродистых и строматолитовых образованиях, сопряженных с галогенными комплексами, пока также недостаточно изученных, помимо значительных скоплений руд урана (Грин-Ривер P_2), в современных обстановках иногда наблюдается возникновение высоких концентраций W, As, Sr, Pb, Zn, F. В итоге намечается достаточно отчетливая латеральная рудно-фациальная зональность, сопряженная с зональностью биохемогенных образований.

Особенности вертикального размещения биохемогенных образований (уровни их развития в макроцикле, цикличная повторяемость), определяемые строением галогенных макроциклов и разнопорядковой цикличностью формаций, также отчетливо унаследованно проявляются в аналогичных особенностях вертикального распределения оруденения. При этом намечается зависимость между интенсивностью процессов биохемогенеза и рудогенеза, в частности совпадение уровней наиболее масштабного развития тех и других. Так, подгалогенный биохемогенный горизонт — главный уровень развития биохемогенных образований — служит и основным рудолокализующим горизонтом. В полициклических галогенных формациях рудоносные биохемогенные горизонты иногда развиты в подгалогенных частях каждого макроцикла и тогда оруденение тоже имеет полициклический характер [например, три уровня свинцового оруденения, подчи-

ненного трем макроциклам галогенной формации Сумсарского района Срединного Тянь-Шаня, $D_2žv$—D_3f (Лурье А. М., 1963)]. В других случаях оруденение сосредоточено лишь в одном-двух макроциклах, при этом чаще — в нижних (Цехштейновый бассейн $P_2ž$). Вообще же более обычным является совпадение первых снизу уровней оруденения с началом масштабного галогенеза.

Итоговая картина распределения оруденения в структуре галогенсодержащих систем характеризуется зональностью и цикличностью, наследующими таковые биохемогенных образований. Легко видеть, что пространственные соотношения оруденения с собственно галогенными комплексами разных геохимических и фациальных типов также наследуют специфику фациально-циклических взаимосвязей биохемогенных образований с разнотипными галогенными (рис. III.23).

Серосодержащие компоненты. Эта группа объединяет разнообразные сероносные полезные компоненты, обогащающие галогенсодержащие системы. Прежде всего это — сера самородная и газовая (ныне наиболее промышленно значимые в мировом балансе ресурсов и производства), а также ряд других сернистых соединений (сера нефтей, H_2S подземных вод и др.).

Месторождения самородной серы (экзогенная группа) в подавляющем большинстве связаны с галогенными формациями и относятся к одному рудно-формационному типу — серно-кальцитовых руд [22].

По существующим представлениям о *генезисе серных руд* [22, 326, 397, 402], главным процессом, определяющим интенсивное серообразование, является бактериальная сульфатредукция в среде, насыщенной сульфатами и органическим веществом при ограниченном доступе кислорода. Необходимые для рудонакопления условия реализуются в экзогенных обстановках двух типов: в глубинно-гипергенных и в седиментационно-диагенетических. В соответствии с этим выделяются две основные генетические модели сернорудного процесса и два отвечающих им генетических типа месторождений: гипергенный (инфильтрационно-метасоматический) и осадочный. По первой наиболее популярной инфильтрационно-метасоматической модели предполагается следующий ряд сопряженных геологических процессов: бактериальное восстановление сульфатов галогенных формаций углеводородами «нефтяных» вод с образованиями H_2S и CO_2, окисление H_2S кислородом инфильтрационных вод до элементарной серы, одновременное взаимодействие углекислоты с кальцием пород и совместное осаждение серы и кальцита на месте сульфатов пород. Оптимальные условия для протекания этих процессов возникают в зоне близповерхностного (на глубинах 100—300 м) глубинно-гипергенного преобразования сульфатных пород при активном смешении двух типов вод: восходящих напорных углеводород- и сероводородсодержащих и нисходящих инфильтрационных кислородсодержащих (рис. III.24, *А*). Главным источником серы в рудах служат сульфаты вмещающих пород. Вторая модель осадочного (сингенетического) серонакопления предполагает, что процессы бактериальной сульфатредукции и накопления серно-кальцитового парагенезиса осуществляются в водоемах в условиях сульфатно-карбонатной седиментации и сероводородного заражения. Многие исследователи относят практически все промышленные серно-кальцитовые руды к метасоматическим по сульфатам [22, 326, 402]. Однако в отношении части месторождений, характеризующихся субпластовым типом залежей, в том числе таких крупных, как Предкарпатские, существуют веские

доводы в пользу второй, сингенетической, модели (Иванов М. В., Леин А. Ю., 1964).

Помимо названных процессов, по которым серонакопление осуществляется на месте протекания сульфатредукции, оно может происходить и в отрыве от очагов, производящих H_2S, и быть следствием его восходящей миграции и окисления до серы в близповерхностных условиях или на поверхности Земли в субаэральных или субаквальных обстановках. Серонакопление по этим моделям считается весьма ограниченным, хотя и формирует небольшие залежи. По-видимому, разгрузка H_2S в седиментационные бассейны может оказывать значительное влияние на серонакопление по второй, седиментационно-диагенетической, модели и формировать таким образом промежуточный генетический тип.

На земном шаре выделены [326] следующие сероносные провинции с месторождениями экзогенной группы (в скобках указаны сероносные области, наиболее крупные по выявленным запасам серы): Средиземноморская (Предкарпатская, Месопотамская, Сицилийская), Мексиканского залива (Галф Кост), Северо-Американская (Пермская), Восточно-Европейская (Средневолжская, Прикаспийская), Среднеазиатская (Амударьинская), Восточно-Сибирская (перспективная на серу), Африкано-Аравийская. Характерно, что все промышленно важные сероносные территории тяготеют к двум современным геодинамически активным поясам сжатия: Альпийско-Гималайскому коллизионному (большинство) и Западно-Тихоокеанскому субдукционному. При этом сероносные области располагаются преимущественно в зонах периколлизионной и перисубдукционной активизации, часто по их периферии (но повсеместно еще в пределах изосейсты 5 баллов).

Месторождения газовой серы или сероводородсодержащего газа представляют собой залежи природного углеводородного газа (газоконденсата), содержащего примесь H_2S в концентрациях, представляющих промышленный интерес в качестве источника серы. Хотя примесь H_2S, даже незначительная, является крайне отрицательной характеристикой газа, а сама сера представляет по сути «принудительный» попутный продукт при разработке газовых залежей, сероводородсодержащие газы ныне являются ведущим источником серы в мировом производстве и первым в России. Концентрации H_2S в газе изменяются от следов до десятков процентов, а запасы серы — от долей до многих десятков (иногда сотен) миллионов тонн [121].

Месторождения газовой серы относятся к одному рудно-формационному типу [121]: они связаны с галогенно-карбонатными комплексами, образованными мощными регионально выдержанными формациями — карбонатной и галогенной, — занимающими смежное вертикальное (реже латеральное) положение. Продуктивными (сероводородоносными) являются карбонатные формации, а собственно рудными — их газоносные участки, чаще всего рифогенные комплексы.

О *генезисе и условиях образования месторождений газовой серы* имеются различные представления [5, 121]. В качестве источников H_2S в газах обсуждаются следующие процессы: 1) восстановление сульфатов пород углеводородами биогенным путем; 2) то же, абиогенным; 3) термокаталитическое разложение сернистых соединений нефтей и органического вещества пород; 4) взаимодействие углеводородов с элементарной серой; 5) глубинно-миграционное поступление H_2S.

Предлагаются две схемы образования месторождений. Одна базируется на трех первых процессах и рассматривает формирование месторождений

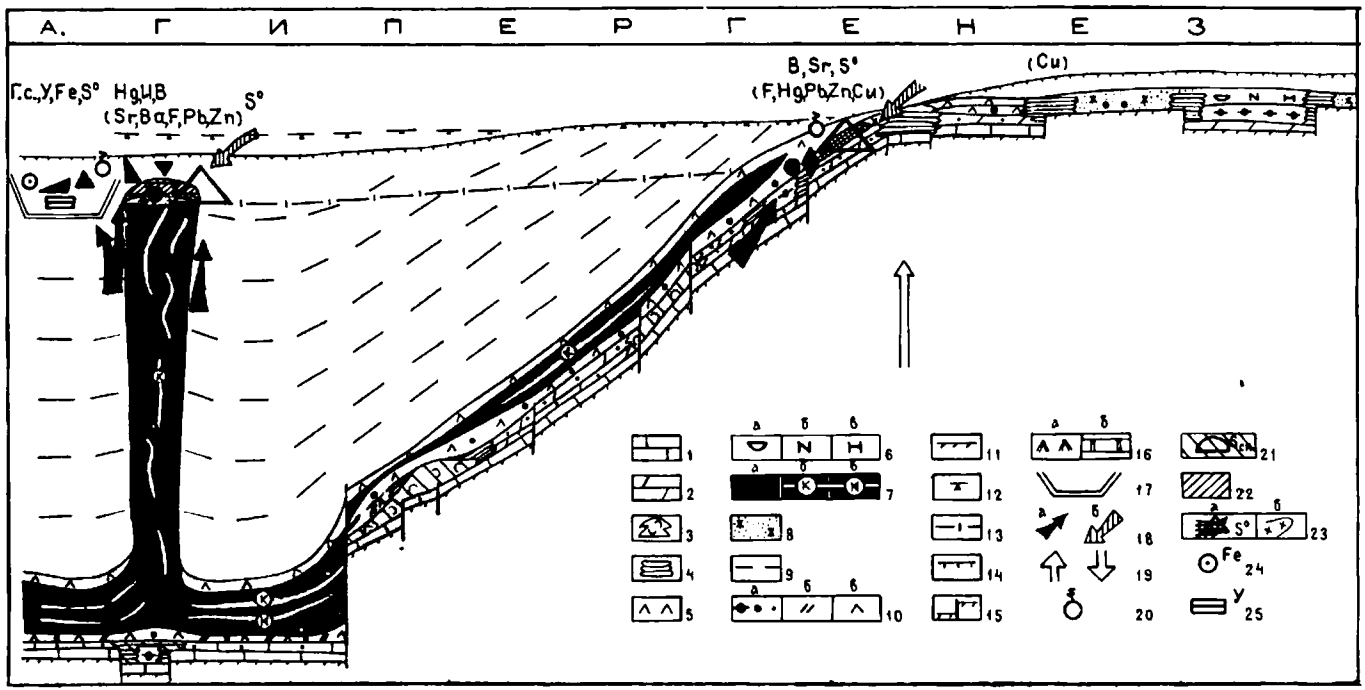
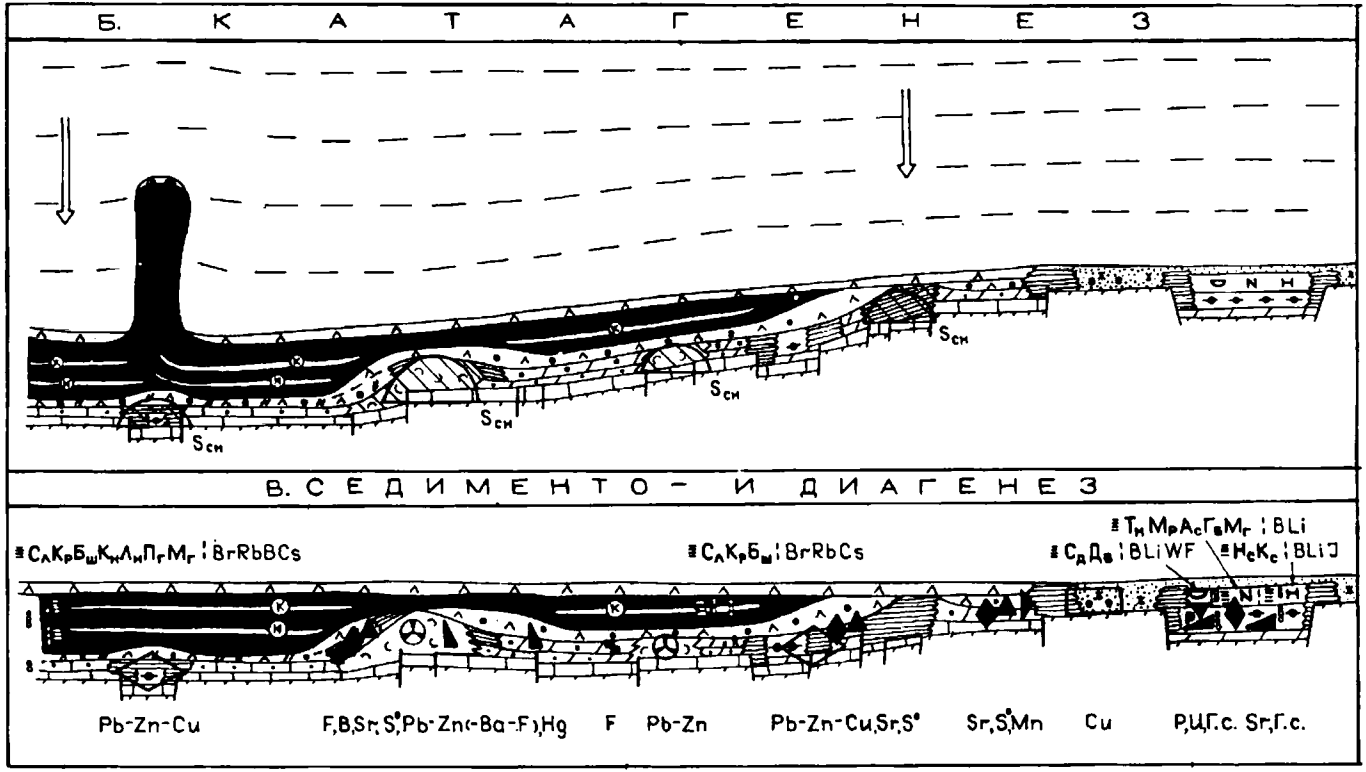


Рис. IП.24. Динамика рудообразования в галогенсодержащих бассейнах на разных стадиях литогенеза (*А—В*).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — органогенные постройки; *4* — строматолиты; *5—7* — галогенные комплексы: *5* — сульфатно-кальциевые, *6* — соляные озерные (*а* — содовые, *б* — сульфатно-натриевые, *в* — нитратные), *7* — соляные морские (*а* — хлоридно-натриевые, *б* — хлоридно-калиевые, *в* — сульфатно-калиевые); *8* — терригенные красноцветные отложения; *9* — перекрывающие осадочные толщи; *10* — повышенная углеродистость (*а*), доломитность (*б*), сульфатоносность (*в*); *11* — субстрат; 12 — напорный уровень подземных вод; *13* — условная кислородная поверхность (глубина влияния инфильтрационных вод);



14 — поверхность Земли; *15* — зоны нарушений; *16* — вторичные образования кепроков соляных куполов: *а* — гипс-ангидритовые, *б* — кальцитовые; *17* — палеодепрессии, связанные с ростом соляных куполов; *18* — потоки: *а* — восходящих углеводород- и сероводородсодержащих рассолов, *б* — нисходящих инфильтрационных кислородсодержащих вод; *19* — погружение или воздымание осадочных толщ; *20* — очаги разгрузки металлоносных рассолов; *21—25* — полезные компоненты, возникающие на данной стадии литогенеза: *21* — сероводородсодержащие газы, *22* — высокосернистые нефти, *23* — сера самородная (*а*), участки окисленных серных руд (*б*), *24* — железные (оксидные) руды, *25* — бурый уголь. Остальные обозначения полезных компонентов см. рис. III.23.

как результат их совместного или избирательного проявления на разных стадиях литогенеза: I — диагенез — ранний катагенез: бактериальная редукция сульфатов в карбонатных осадках с накоплением серы в составе сероорганических соединений и сероводорода, адсорбированного породами и растворенного в водах; II — катагенез (преимущественно мезокатагенез): термокаталитическое разложение сероорганических соединений и возможно абиогенная сульфатредукция; накопление сероводорода в газовой фазе в результате его экстрагирования из пород и вод ретроградной газоконденсатной смесью в ходе ее миграции, формирования газоконденсатных залежей и в самих залежах (К. Ле Тран, Л. А. Анисимов, М. С. Гуревич, Г. А. Белецкая и другие). Вторая схема формирования месторождений отводит ведущую роль четвертому процессу: взаимодействию жидких углеводородов с элементарной (самородной) серой в объеме залежей с последующим выделением сероводорода в газовую фазу (И. С. Старобинец, Н. Б. Валитов). Предшествующее возникновение самородной серы при этом связывается с древним гипергенезом, осуществившимся в верхах карбонатных формаций до их перекрытия галогенными. Процессы серообразования в таких условиях химически возможны, но пока не обоснованы геологическими фактами. Следует учитывать вероятность участия в образовании месторождений H_2S всех перечисленных процессов с преобладанием того или иного из них в конкретной геологической обстановке.

Районирование сероводородоносных территорий в целом наследует таковое, разработанное для газоносных территорий, но учитывает также ареалы распространения контролирующих галогенных формаций.

В большинстве галогенсодержащих осадочных бассейнов распространены скопления серы как газовой, так и самородной. В одних из них оба типа представлены масштабно (бассейны Амударьинский, Волго-Уральский, Пермский, Мексиканского залива, Месопотамский), в других преобладают залежи серы газовой (бассейны Западно-Канадский, Североморско-Германский, Аквитанский), в третьих — серы самородной (Предкарпатский бассейн).

Факторы, контролирующие размещение месторождений серы самородной и газовой, изучены достаточно хорошо [5, 22, 121, 326, 397, 402 и др.]. Региональные закономерности размещения тех и других имеют много общего, в то время как локальные обычно существенно различаются. Приведем их в сопоставлении, подчеркивая черты сходства и различия.

Тектонические условия. Тектоническая позиция месторождений обоих типов определяется сочетанием палеогеодинамических обстановок, благоприятных для формирования продуктивных на серу комплексов, и неогеодинамических, оптимальных для формирования (и сохранения) залежей. Для образования материнских комплексов благоприятны обстановки внутри(меж)континентальных палеорифтогенных систем, краевых прогибов разных генераций, остаточных впадин. Краевые прогибы и остаточные впадины коллизионных поясов особенно важны. С ними связаны крупнейшие скопления серы, сопряженные с галогенными формациями сульфатно-калиевого типа: с пермскими — в обрамлении позднепалеозойского коллизионного пояса (бассейны Прикаспийский, Пермский, Североморско-Германский), с неогеновыми — Альпийско-Гималайского (бассейны Предкарпатский, Средиземноморский). Для формирования залежей оптимальны периферические зоны современных геодинамически активных поясов сжатия. В пределах этих зон месторождения серы газовой располагаются в погруженных частях бассейнов, серы самородной — в относительно приподнятых блоках.

Формационно-литологические и стратиграфические особенности. Приуроченность к мощным галогенно-карбонатным комплексам является наиболее общей особенностью размещения месторождений обоих типов. В разрезе комплексов залежи серы самородной находятся в галогенных формациях, серы газовой — в карбонатных. Положение тех и других в значительной мере контролируется их контактом.

Наиболее значительные концентрации серы связаны с галогенными формациями калиеносных типов, особенно часто с сульфатно-калиевыми. Для самородной серы такая связь проявлена не всегда отчетливо. Так, в Предкарпатском и Средневолжском бассейнах сероносность непосредственно подчинена формациям некалиеносным (галититовым), однако ниже по разрезу в близком стратиграфическом интервале находятся мощнейшие калиеносные формации, обе сульфатно-калиевого типа (N_1^{1-2} в Предкарпатском бассейне, P_1k в Предуральско-Прикаспийском). Ряд других крупнейших бассейнов мира (Пермский, Сицилийский) связан непосредственно с формациями сульфатно-калиевого типа. В контурах галогенных формаций (в плане) месторождения серы газовой располагаются преимущественно в зонах распространения их калиеносных градаций, серы самородной — сульфатно-кальциевых. Отсутствие солей в последних определяется либо фациальным выклиниванием, либо гипергенным уничтожением.

Для карбонатных формаций характерно региональное распространение, значительные мощности, широкое развитие органогенных построек, в том числе рифогенных комплексов, ограниченное количество терригенных пород. Для месторождений газовой серы связь с рифогенными комплексами и зонами их распространения проявлена широко и ярко. Особое значение для них имеют рифогенно-карбонатные тела типа карбонатных платформ, рифовые массивы и комплексы, входящие в состав этих тел или образующие самостоятельные протяженные полосовидные зоны в обрамлении палеоподнятий, отвечающие барьерно-рифовым зонам, мегаатоллам. Для серы самородной также намечается тяготение к органогенным комплексам (Кропачева С. К., 1981). Так, к склонам рифогенных массивов приурочены залежи Амударьинского, Пермского, Месопотамского и ряда других бассейнов. Характерно, что эти рифогенные массивы представляют собой былые нефтегазоносные сероводородоносные структуры, расположенные в тектонически разрушенных близповерхностных частях бассейнов, в более глубоких зонах которых аналогичные рифогенные комплексы и в настоящее время вмещают залежи сернистых углеводородов.

В сероносных комплексах обоих типов прослежен ряд сходных вторичных преобразований пород, затрагивающих сульфатные составляющие (ангидрит, гипс) и сопровождающихся замещением сульфатов кальцитом с высвобождением восстановленной серы, которая и участвует затем в накоплении сероводорода или элементарной серы [121]. Существенно при этом сходство изотопных характеристик (S, C, O) взаимодействующих минеральных и флюидных соединений.

В стратиграфическом распределении серы самородной и газовой (см. рис. III.18) имеется ряд общих максимумов, подчиненных максимумам галогенеза (D_{2-3}, P_{1-2}, T_3—J_1, J_3, N_1), следовавшим за эпохами интенсивного карбонатонакопления или (и) предшествовавшим им. Наибольшее совпадение и наибольшие запасы серы характерны для пермского и неогенового максимумов.

В каждом бассейне скопления серы обоих типов локализуются на одном, реже двух-трех стратиграфических уровнях, выдерживающихся по всей площади бассейна или большей его части. Нередко залежи серы самородной находятся в относительно более молодых карбонатно-галогенных образованиях.

Условия нефтегазоносности. Для месторождений серы обоих типов обычна приуроченность к крупным нефтегазоносным бассейнам с региональной нефтегазоносностью вмещающих комплексов. В контурах бассейнов оба типа месторождений четко разобщены: основные концентрации серы газовой находятся в зонах мощного газонакопления, серы самородной — на участках тектоно-эрозионного разрушения залежей углеводородов в зоне глубинного гипергенеза.

Термобарические, гидрогеологические, микробиологические, палеогеоморфологические особенности обстановок серонакопления. Большинство показателей обстановок, благоприятных для накопления серы самородной или газовой, существенно различаются. Типичные параметры обстановок сероводородонакопления: значительные глубины (от 1,5—2 до 4—5 км и более); гидрогеологическая и нефтегазовая закрытость недр; значительные пластовые давления (20—30 МПа и более) и температуры или палеотемпературы (от 50—80 до 140—150 °С и более); затрудненный и главным образом весьма затрудненный водообмен; рассолы преобладающе хлор-кальциевого типа; отсутствие микроорганизмов; повышенные концентрации растворенного H_2S (до 1 г/л, иногда более) и сульфат-иона (до 3—6 г/л). Параметры обстановок накопления самородной серы (инфильтрационно-метасоматического типа) определяются их приуроченностью к очагам масштабного внедрения (разгрузки) напорных сероводородсодержащих углеводородно-рассольных потоков в зону глубинного гипергенеза, их смешения с кислородсодержащими потоками вод поверхностного питания и совместного взаимодействия с сульфатными составляющими пород. Характерные гидрохимические показатели зоны смешения и серообразования: высокая сульфатность, повышенные содержания H_2S, обогащенность органическим веществом, значительные перепады величин Eh (от —150 до +125 мВ), присутствие и высокая активность микроорганизмов круговорота серы. Для серных залежей типична приуроченность к бортовым частям глубоких погребенных палеоврезов плиоцен-четвертичных долин и к сопряженным с ними карстово-эрозионным палеосистемам, дренировавшим два встречных потока и определившим высокую интенсивность и значительный вертикальный размах оруденения [22].

В целом на фоне общности главных региональных закономерностей размещения месторождений серы газовой и самородной многие их локальные показатели резко различаются, нередко являясь взаимоисключающими. В итоге можно сказать, что эти два типа месторождений серы представляют единую контрастно-сопряженную пару.

Сера самородная и газовая являются яркими, но лишь частными представителями большого комплекса серосодержащих соединений, устойчиво сопряженных с галогенсодержащими бассейнами. Это — и «твердые» сульфатные компоненты пород (сульфаты Ca, Mg, K, Na), включающие подавляющую часть всего количества серы; и повышенные концентрации сероводорода и сульфат-иона в подземных водах; и, наконец, повышенная сернистость углеводородов всех типов (нефтей, конденсатов, рассеянного органического вещества пород и т. п.). Все вместе они образуют *сложные*

комплексные высокоинтенсивные аномалии серы — породные, геохимические, рудные. Для всех такого рода аномалий характерно широкое площадное распространение, высокие концентрации и многообразие фазовых и валентных форм серы при высокой активности и подвижности ряда из них.

Распространение всех серных аномалий в плане и в разрезе в целом контролируется контурами галогенных формаций, причем наиболее крупных аномалий — калиеносными их типами. Вопрос о совпадении глобальных геохимических аномалий серы и калия в стратисфере требует специального исследования. В пределах аномалий распределение серосодержащих образований носит упорядоченный характер, определяясь сочетанием седиментационной зональности галогенных формаций и наложенной зональности эпигенетических процессов, в свою очередь подчиненной стадиальности литогенеза. От внутренних погруженных частей бассейнов, отвечающих обстановкам катагенеза, изолированности недр с соленосными (часто калиеносными) типами разрезов, прослеживается зональная смена минерагенических форм серы и ее месторождений в последовательности: сера газовая→сера нефтей и попутных газов→сера самородная. Зональность принципиально аналогичного характера прослеживается и в связи с солянокупольными образованиями: с глубокозалегающими соляными поднятиями чаще связаны залежи газовой серы, а с вторичными сульфатно-карбонатными кепроками — высокосернистые нефти, попутные газы и самородная сера.

По времени все значительные аномалии серы (так же как и максимумы серы самородной и газовой, о чем уже упоминалось выше) совпадают с максимумами галогенеза как в целом, так и отдельно с главными пиками сульфато-, соле- и калинакопления (см. рис. III.18). При этом все эти пики довольно отчетливо коррелируются, с одной стороны, с эпохами важнейших геодинамических перестроек (с главными фазами тектогенеза), а с другой — с рядом глобальных биотических и геохимических «событий», в том числе изотопно-геохимических, касающихся изотопного состава серы и ряда сопряженных элементов (C, O, Sr), причем как существенно биогенных, так и «мантийных» [155, 247, 261, 296, 368, 371, 397, 405]. Эти данные указывают на вероятную взаимосвязь между возникновением серно-галогенных аномалий и сопряженными всплесками биогенной активности и эндогенной разгрузки недр.

Среди всех максимумов галогенеза к числу наиболее значительных принадлежат пермский и миоценовый [114, 405]. Галогенные формации обоих этих возрастных интервалов распространены чрезвычайно широко, имеют гигантские масштабы и выделяются «аномальным» составом: их общей особенностью является сульфатно-калиевый тип галогенеза — тип, практически не имеющий сколько-нибудь значительных, сопоставимых по масштабу аналогов в других стратиграфических подразделениях, благодаря чему сульфатно-калиевый тип галогенеза нередко считается специфической чертой пермского и неогенового периодов [405]. Эти же формации (и периоды) контролируют распространение большинства месторождений газовой и самородной серы, в том числе всех уникальных по масштабу [5, 121]. В целом, с пермским и миоценовым периодами связаны два крупнейших в геологической истории Земли серно-галогенных максимума: как по количеству серы, солей, калия, так и по разнообразию форм их проявления. Выделяются эти два периода и максимальной интенсивностью других геохимических и биогенных событий, в частности

максимальной бороносностью, крупнейшими аномалиями изотопного состава серы и других элементов [155, 247, 368, 397 и др.].

Общей специфической чертой рассматриваемых пермских и миоценовых серно-галогенных аномалий является, как уже упоминалось, их палеогеодинамическая позиция: положение в пределах периферических зон двух разновозрастных коллизионных поясов и связь с активными завершающими фазами их эволюции. Пермские бассейны приурочены к герцинскому поясу, возникшему при замыкании палеозойского океана Палеотетис и спаявшему позднепалеозойскую Пангею, миоценовые — к неогеновому Альпийско-Гималайскому, возникшему при замыкании мезозойско-кайнозойского Тетиса. Характерно при этом унаследованное положение второго по отношению к первому и унаследованность многих его геохимических особенностей и прежде всего чрезвычайно высокой и разнообразной сероносности.

Итак, галогенсодержащие бассейны контролируют распределение в осадочных толщах целой системы взаимосвязанных серосодержащих звеньев, которые вместе формируют крупнейшие комплексные аномалии серы. Последние, в свою очередь, можно рассматривать как элемент единых серно-галогенных аномалий стратисферы.

Литогенетическая стадиальность формирования полезных компонентов (рис. III.24). Для всех трех рассмотренных групп она тесно связана с онтогенезом самих галогенсодержащих систем: I — с их зарождением; II — со становлением и трансформацией; III — с разрушением и регенерацией. Накопление основной массы элементов (вещества) всех трех групп является сингалогенным, происходит в седиментогенезе — раннем диагенезе, а их частичная перегруппировка, некоторый дополнительный привнос вещества и окончательное формирование залежей — в катагенезе и гипергенезе. У галогенных макро- и микрокомпонентов I группы в катагенезе происходит лишь некоторое переформирование седиментационно-диагенетических концентраций, а в гипергенезе — образование определенных типов остаточных скоплений. У рудных компонентов II группы в катагенезе осуществляется становление залежей с некоторым дополнительным привносом вещества, вплоть до образования отдельных новых скоплений. Для серы газовой основное значение имеют катагенетические, главным образом позднекатагенетические, процессы, тесно сопряженные с формированием залежей углеводородов; для серы самородной — частично седиментационно-диагенетические и в большей мере глубинно-гипергенные, связанные с разрушением залежей сернистых углеводородов при их взаимодействии с сульфатами пород.

Один из общих выводов проведенного анализа минерагенических особенностей галогенсодержащих бассейнов состоит в том, что полезные компоненты всех трех групп составляют закономерные звенья галогенсодержащих систем, подчинены особенностям их внутреннего строения, занимают определенные места в их структуре и связаны с определенными стадиями их геодинамического и литогенетического развития. А это открывает возможности для использования при исследовании полезных компонентов всего комплекса закономерностей, раскрытых для галогенсодержащих объектов в целом, а также методик их фациального, стадиального, геодинамического и генетического анализа.

III.2.6. Генетические модели

III.2.6.1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Существующие представления. По проблеме происхождения солей ныне обозначились две альтернативные группы представлений, которые по-разному решают комплекс взаимосвязанных узловых вопросов генезиса, касающихся источников вещества, причин и механизмов соленакопления. Одна из них — традиционная эвапоритовая, а вторая, более разнородная, по общему ведущему фактору может быть условно названа — «восходящих рассолов». Согласно моделям эвапоритовой группы галогенез трактуется как следствие процессов солнечного выпаривания бассейновых вод, т. е. их испарения, не компенсированного поверхностным притоком, последовательного концентрирования и как итог — кристаллизации солей. Согласно гипотезам группы «восходящих рассолов» галогенез считается следствием разгрузки в седиментационные бассейны высококонцентрированных подземных рассолов, их смешения с водами бассейнов и кристаллизации солей в итоге главным образом двух процессов: химического взаимодействия между растворами разного состава и снижения растворимости солей при резком изменении температур. Процессам же выпаривания в этих моделях отводится подчиненная роль. Группа объединяет две гипотезы: эксгаляционно-осадочную (Л. М. Бирина, В. И. Созанский, В. П. Порфирьев, Г. М. Власов, Н. М. Джоридзе и другие) и регенерационную рассольно-осадочную (С. Д. Гемп, Г. А. Беленицкая). Обе гипотезы оперируют с восходящими глубинными рассолами, считая их ведущим фактором галогенеза, но резко расходятся в решении вопроса об источнике рассолов: мантийно-магматогенном согласно первой гипотезе и палеоосадочном согласно второй.

Надо сказать, что и в некоторых современных вариантах моделей эвапоритовой группы восходящая разгрузка подземных рассолов хлоркальциевого типа ныне также привлекается в качестве фактора, отвечающего за обессульфачивание (прямую метаморфизацию) морских вод (А. И. Азизов и др.) — процесса, являющегося непременным условием осаждения путем выпаривания солей хлоридного типа из морских сульфатных вод. Однако, введя фактор разгрузки, авторы далее игнорируют как ее вклад в баланс солевых отложений, так и все другие неизбежные следствия, а в своих последующих рассуждениях просто следуют постулатам эвапоритовой модели. Кроме того, в последние годы широко обсуждается роль в соленакоплении внутрибассейновых взаимодействий между рассолами разной степени концентрирования, а также внутриформационных диагенетических или более поздних перераспределений и перетоков рассолов (В. И. Копнин, В. И. Борисенков, В. В. Куриленко и другие).

Оба названных направления имеют длительную и достаточно драматичную предысторию, начавшуюся в XIX в. и косвенно отражавшую ход более известных вековых споров: между нептунистами и плутонистами и между сторонниками органического и неорганического происхождения нефти. Хорошие критические обзоры истории вопроса приведены в работах Л. Н. Капченко (1974), Н. М. Джоридзе с соавторами [120].

Эвапоритовая концепция получила разносторонние физико-химические и в меньшей мере геологические обоснования в трудах зарубежных и отечественных исследователей: Г. Бишофа, К. Оксениуса, Я. Вант Гоффа, Ф. Лотце, Х. Борхерта, Н. С. Курнакова, Н. М. Страхова, М. Г. Валяшко, А. А. Иванова, А. Л. Яншина, М. П. Фивега, М. А. Жаркова,

Л. Н. Капченко, П. Соннснфелда, С. М. Кореневского, Р. Ф. Шмальца, О. И. Петриченко, В. М. Ковалевича, В. В. Куриленко, и других — и имеет весьма обширную библиографию [114, 131, 252, 272, 329, 331, 342 и многие другие]. Разработаны различные ее модификации, касающиеся тех или иных аспектов проблемы: мелководного и глубоководного соленакопления, расслоенных рассолов, многократных осушений, промежуточных и подготовительных бассейнов, сухого озера, сэбхи и др. В настоящее время эвапоритовые представления доминируют как в отечественной литературе, так и в зарубежной, являясь для большей части научного сообщества, по существу, обязательной точкой зрения, допускающей лишь уточнения или изменения отдельных положений.

Эксгаляционно-осадочная гипотеза в ее современном виде в какой-то мере наследует те представления об эндогенном—магматогенном или постмагматическом (из магматических возгонов) — происхождении сульфатов и солей, которые господствовали в XIX и даже еще в начале XX в., но затем были практически полностью вытеснены эвапоритовой концепцией. Ныне она наиболее последовательно разработана и изложена в трудах Н. М. Джинорндзе с соавторами [102, 120].

Регенерационная гипотеза, которой придерживается автор, не будучи собственно эндогенной, предполагает, как явствует из ее названия, широкое участие процессов регенерации (геологического возрождения) ранее погребенных рассольно-солевых масс путем их ремобилизации на глубине и восходящей разгрузки непосредственно в бассейны седиментации с включением в новые аккумулятивно-седиментационные циклы [19, 20, 120]. Представления о глубинном способе регенерации солей как о геологически значимом факторе галогенеза, а тем более как о ведущем, пока слабо разработаны. На некоторых причинах мы остановимся ниже.

С физико-химической точки зрения процессы соленакопления, предусматриваемые каждой из названных групп моделей — и эвапоритовой и восходящих рассолов, — безусловно возможны, причем вероятность их протекания подтверждена расчетами, экспериментальными исследованиями на природных и искусственных средах, частично результатами математического моделирования, а также прямыми наблюдениями в многообразных современных природных обстановках, где они реализуются как порознь, так и в различных сочетаниях. Имеются примеры их протекания и в техногенных условиях. Иначе говоря, с физико-химических позиций обе схемы являются не взаимоисключающими, а, скорее, взаимосвязанными. Спорность и неоднозначность вопроса состоит в другом: в их реальных геологических масштабах, т. е. в значимости каждого из процессов (палеопроцессов), их вероятных соотношениях при формировании природных галогенных тел и, прежде всего, наиболее масштабных из них. В решении этого вопроса определяющую роль следует отдать конкретным геологическим показателям условий протекания процессов галогенеза. На многих из них, не касаясь прямо вопросов генезиса, мы заостряли внимание в предыдущих разделах. Подчеркнем главные.

Базовые геологические факторы для генетических моделей. 1. Галогенез избирательно связан с геодинамически активными обстановками и активными фазами их развития, а в фазы покоя не происходит. Это положение, являющееся основным выводом геодинамического анализа, мы считаем ключевым и для генетических построений.

2. Оптимальным фациально-ландшафтным типом обстановок для масштабного и полноразвитого галогенеза являются бассейны с депрессионными

осложнениями дна, способными обеспечить своеобразный внутрибассейновый глубинно-котловинный тип придонной изоляции тяжелых рассольных или рассольно-солевых масс от смешения с остальными бассейновыми водами. Поверхностно-гидрологическая изолированность многих солеродных бассейнов, особенно таких, как окраинные моря, является весьма слабой и, таким образом, не представляет обязательного условия соленакопления [19, 20].

3. Характерные черты галогенсодержащих разрезов — многоуровенность галогенеза и пространственная унаследованность соленакопления [19, 20]. К ним мы еще вернемся.

4. Сульфатные и соляные (собственно галогенные) комплексы представляют собой не изолированные, обособленные образования, а закономерные элементы более сложных упорядоченных седиментационных биогенно-хемогенных рудно-породных систем, совместно накладывающихся на фоновые отложения. Все звенья систем с их основными структурно-вещественными и геохимическими особенностями составляют «врожденные» характеристики этих систем, возникающие, по крайней мере в своей основной части, на стадии седиментогенеза — раннего диагенеза. А если так, то проблема генезиса каждого звена систем должна решаться в контексте их генезиса в целом. В частности, модели сульфато- и соленакопления должны учитывать и объяснять предопределенность формирования сопутствующих им биохемогенных породных членов со всем комплексом рудных компонентов, а одним из главных критериев оценки вероятных источников и способов поступления вещества становится их способность обеспечить зарождение уже в седиментационном бассейне всей ассоциации со всеми особенностями состава, структуры и связей с обстановками осадконакопления.

5. Пространственно-морфологические и структурно-текстурные особенности галогенсодержащих тел (включая их «корни» в субстрате) свидетельствуют, что многие из них четко контролируются активными синседиментационными тектоническими и тектоно-морфологическими элементами дна.

6. Тонкие минералого-геохимические исследования солей и ангидритов привели к пересмотру представлений о генетической природе различных морфологически сходных типов скелетных и зональных седиментационных кристаллов солей: воронкообразного, слоечек (шевронного) и высаливания. Первые являются следствием (и свидетельством) роста кристаллов на поверхности рассола, вторые — на дне бассейна, а третьи — высаливания на границе рассолов разной плотности [155, 261]. При этом вторые и третьи распространены гораздо шире. Ранее все они ошибочно, как считает Э. Реддер, принимались за один первый (поверхностный) генетический тип. Именно этот факт служил (и служит поныне) одним из основных аргументов при обосновании чисто эвапоритового механизма соленакопления.

7. Широкомасштабное изучение флюидных микровключений в солях и ангидритах вскрыло ряд особенностей солеродной палеосреды ([155, 261], Петриченко О. И. и др., 1989, и др.): повышенные температуры — до 40—80 °С (а по-видимому, и значительно выше, поскольку имеется много определений температуры, достигающей 100—200 °С, но все они отнесены авторами к более поздним воздействиям, что не всегда однозначно); преобладание придонных (а не поверхностных) условий кристаллизации с широким участием механизмов высаливания при смешении

растворов; расслоенность рассолов по плотности и по химическому составу; широкое участие хлор-кальциевых рассолов; наличие резких перепадов параметров среды во времени.

8. Использование общепринятой в литературе однозначной палеоклиматической интерпретации всех обстановок галогенеза как аридных столкнулось по крайней мере с двумя группами противоречий. Во-первых, восстанавливаемая таким образом глобальная палеоклиматическая картина во многих случаях принципиально отличается не только от современной климатической зональности, но и вообще от присущей климату симметрично-широтной поясности [114, 115]. В то же время реально наблюдаемая палеозональность соленакопления обнаруживает отчетливую корреляцию с палеогеодинамическими поясами (Беленицкая Г. А., 1994, 1995; Belenitskaya G., 1996). Во-вторых, наметился ряд глобальных «палеоклиматических парадоксов», отражающих наличие довольно устойчивых сонахождений галогенных образований, с одной стороны, с угленосными отложениями, сопровождаемыми богатыми комплексами влаголюбивой флоры и иными «антиаридными» атрибутами, а с другой — с ледниковыми образованиями. Иначе говоря, парагенезисов из важнейших комплексов-индикаторов трех основных контрастных типов климата, «запрещенных» с позиций климатической теории литогенеза [342]. Первые парагенезисы наиболее широко и ярко проявились в Альпийско-Гималайском поясе в миоцене (Gregor H.-J., Velitzelos E., 1985, 1988), вторые — глобально в позднем докембрии (Чумаков Н. М., 1992).

Посмотрим, насколько перечисленные факторы и закономерности соответствуют двум различным моделям галогенеза, учитываются и адекватно объясняются ими. С позиций эвапоритовой модели практически все они либо труднообъяснимы, либо излишни, либо вовсе неприемлемы. Так, высокая тектоническая активность и плохая поверхностная изолированность противопоказаны эвапоритовому процессу; унаследованность галогенеза не оправданна; формирование упорядоченных однотипных рудоносных биохемогенных ассоциаций лишь за счет выпаривания маловероятно, а привлечение дополнительного источника, например рудоносных гидротерм, хотя, в принципе, вполне правомерно, но, учитывая однотипность таких ассоциаций, требует введения их в эвапоритовую модель в качестве закономерного элемента, а это будет уже другая модель; тектоническая обусловленность пространственно-морфологических и структурно-текстурных особенностей галогенсодержащих тел не вписывается в систему факторов, благоприятных для эвапоритового процесса; возникновение столь высоких температур солеродной среды лишь за счет солнечного прогрева (без участия гидротерм) не известно даже в мелководных обстановках, а тем более в относительно глубоководных придонных условиях; противоречия, возникающие при однозначной климатической интерпретации условий соленакопления как аридных, пока либо игнорируются, либо так и рассматриваются как необъясненные парадоксы (Чумаков Н. М., 1992; Хаин В. Е., 1994).

Правда, некоторые из обсуждаемых факторов (фациально-ландшафтные, физико-химические, климатические) получили толкование с позиций того или иного варианта эвапоритовой модели, но все вместе они не вписываются ни в один из них, вступая, как правило, во взаимные противоречия.

Теперь обсудим основные положения предлагаемой модели и посмотрим, как они учитывают и истолковывают выделенные факторы и особенности галогенсодержащих тел и процессов.

III.2.6.2. РАССОЛЬНО-РЕГЕНЕРАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ГАЛОГЕНЕЗА

Суть модели. Образование галогенсодержащих систем, по крайней мере в фанерозое, в значительной степени обусловлено наложением в фазы тектонической активности на обстановки нормальной — фоновой — седиментации очагов мощной восходящей разгрузки, выносящей из субстрата подвижные компоненты более древних погребенных галогенсодержащих систем: рассолы, углеводороды, солевые массы. Разгружаясь на дно седиментационных бассейнов (избежав гипергенного разрушения и рассеивания), они включаются в новые аккумулятивные процессы и, определяя специфику новообразованных парагенезисов, формируют новые поколения галогенсодержащих систем.

Центральный элемент этой модели — *восходящая рассольно-солевая разгрузка в седиментационные бассейны с регенерацией (геологическим возрождением) захороненных галогенных масс* в результате их включения в новые осадочные циклы — позволяет назвать ее *рассольно-регенерационной* или моделью *рециклингового галогенеза* [19, 20, 415].

Следует заметить, что само узловое положение модели отнюдь не самоочевидно. Вопрос о возможностях, предпосылках и свидетельствах участия в разгрузке рассольно-солевых масс требует специального анализа. Поэтому перед обсуждением предполагаемых моделью процессов обратимся к его рассмотрению.

Геологические предпосылки масштабного участия в галогенезе погребенных рассольно-солевых масс. Высококонцентрированные рассолы преобладающего хлор-кальциевого типа, по современным представлениям, широко распространены в глубоких зонах континентальной коры, имеют напорный характер и при росте тектонических напряжений, а особенно при сопряженном глубоком вскрытии недр, неминуемо должны участвовать в восходящей разгрузке в седиментационные бассейны [13, 21, 39, 91, 118, 139, 142, 147, 148, 257, 321, 322, 370]. Иначе говоря, регионально распространенные подземные рассолы имеют широкие возможности для разгрузки в седиментационные бассейны.

Что касается реальности участия в разгрузке собственно солевых масс, непосредственно связанных с погребенными солевыми комплексами, то она в наибольшей мере определяется двумя показателями: 1) возможностью глубинной ремобилизации солей и их участия в миграционно-разгрузочных процессах и 2) наличием солей в субстрате солеродных бассейнов. Оба показателя обеспечиваются упоминавшимися выше специфическими особенностями солей. Первый — легкостью и пластичностью, определяющими их уникальную способность к миграции и, по существу, исключающими возможность для мощных соляных толщ быть целиком погруженными в глубокие зоны земной коры или тем более быть тектонически деформированными вместе с вмещающими их комплексами. В обоих случаях соли непременно покинут места своего первоначального залегания либо в виде диапиров, либо на фронте деформируемых комплексов, т. е. включатся в процесс разгрузки. С ростом напряжений и температур, придающих солям сметанообразную консистенцию [82, 344], их текучесть повышается, а галокинетический (диапировый) и тектони-

ческий вынос, резко ускоряясь, неминуемо ведет к истечению солей — к своеобразному экструзивному «самоизливу».

Второй показатель отражает взаимосвязанные особенности распределения солей в разрезах: многоуровенность и унаследованность. Остановимся на них подробнее.

Многоуровенность галогенных формаций в разрезах осадочных серий — факт широко распространенный и хорошо известный. Места наиболее значительной локализации солей названы Н. М. Страховым «узлами галогенеза». Именно в них локализована основная масса всех солей и сосредоточено подавляющее большинство галогенных формаций мира, прежде всего крупнейших.

Унаследованность проявляется, с одной стороны, в наличии у галогенных формаций в их субстрате еще более древних галогенных образований, а с другой — в формировании над ними и в связи с ними новых галогенных комплексов.

При характеристике современных галогенсодержащих бассейнов мы постоянно подчеркивали наличие почти у всех из них в субстрате погребенных галогенных комплексов или их реликтов, с которыми, как правило, связана разгрузка рассолов, участвующих в современном (s.str.) галогенезе. Здесь обратим еще внимание на унаследованность размещения уникальных по масштабам бассейнов миоценового Средиземноморско-Красноморского соленосного суперпояса: все они находятся в пределах более древней (T_3—J_1) гигантской соленосной полосы, связанной с рифтогенным заложением мезозойско-кайнозойского Тетиса (Belenitskaya G., 1996). У погребенных галогенсодержащих бассейнов, в их субстрате или в обрамлениях, в большинстве случаев также известны еще более древние галогенные комплексы или их реликты. Отчетливая унаследованность обнаруживается и для многих палеопоясов галогенеза в целом или их значительных частей (Belenitskaya G., 1996). В частности, названный позднетриасово-раннеюрский соленосный пояс Тетиса, будучи предшественником миоценового, в свою очередь наследует фрагменты мощнейшего вендско-кембрийского соленосного коллизионного палеопояса Северной Гондваны. В тех же случаях, когда наличие более древних солей в подгалогенных частях разрезов не известно, практически всегда имеются косвенные показатели (литолого-фациальные, палеогеодинамические и др.), позволяющие предполагать их былое наличие (Беленицкая Г. А., 1981). С другой стороны, над погребенными мощными соляными толщами как в перекрывающих их осадочных разрезах, так и в формирующихся на поверхности Земли бассейнах широко развиты более молодые галогенные комплексы. Чаще всего они локализуются над солянокупольными структурами. Как правило, имеются разнообразные свидетельства связи их возникновения с активизацией галокинетических процессов и сопряженной разгрузки рассолов, а возраст большинства из них, особенно наиболее масштабных, четко коррелируется с характерными для региона фазами тектонической активности.

Тектонической предпосылкой для пространственной унаследованности галогенеза является закономерная унаследованность развития галогенсодержащих бассейнов разных геодинамических типов. Она отмечалась выше и отражена, в частности на рис. III.21 и в табл. III.8, где в большинстве типов структур мы видим многоуровенные ряды галогенсодержащих бассейнов и еще отчетливее — галогенных формаций. Унаследованность галогенеза как закономерную черту его развития отчетливо передает рас-

смотренная выше рифтогенная модель, учитывающая, с одной стороны, характер заложения галогенсодержащих рифтогенных структур каждой последующей генерации, а с другой — подчинение внутри самих генераций бассейнов орогенного ряда собственно рифтогенным [20, 415].

Все это позволяет признать, что осуществление разгрузки рассольно-солевых масс в солеродные бассейны весьма вероятно, а узловое положение модели справедливо.

Теперь вернемся к самой модели, предусматривающей ряд причинных геолого-тектонических событий и ответных седиментационных следствий. 1. Рост в фазы тектонической активности интенсивности восходящей миграции всех компонентов погребенных галогенсодержащих систем (рассолов, углеводородов, солевых масс) и их дифференцированная разгрузка в седиментационные бассейны. 2. Реакция на разгрузку — последовательно-взаимосвязанное формирование биохемогенных и галогенных элементов новых генераций галогенсодержащих систем и заложение их основных минерагенических особенностей.

Тектоно-ландшафтные аспекты модели. Вывод о том, что обстановки галогенеза являются геодинамически активными, а галогенез реализуется в интервалы повышенной эндогенной активности недр, имеет важные следствия. Показано [21, 160, 205, 320, 322, 370], что любые (вулканические, тектонические, сейсмические, термальные) проявления эндогенной активности сопряжены с ростом напряжений в недрах, градиентным возрастанием напоров подземной флюидной системы и интенсивности флюидовыводящей деятельности и как итог со всплеском интенсивности разгрузки глубинных флюидов (см. табл. III.8, графу 15). Характер эндогенной активности определяет и регулирует интенсивность, периодичность и кинетику разгрузки.

Разгрузка осуществляется в деструктированные и прогнутые участки земной коры. Особую роль в ее локализации выполняют структуры рифтогенного типа и подчиненные им депрессии. Последние возникают в периоды возрастания тектоно-термальных напряжений в зонах деструкции и проседания земной коры и сопровождаются формированием котловинных водоемов, не компенсированных осадконакоплением. В итоге быстрого погружения в таких водоемах наблюдается снижение уровня выполняющих их вод (на фоне роста напорного), инициирующее ряд других экстремальных событий, в том числе эрозионно-карстовых (обусловленных снижением регионального базиса эрозии, связанного с этим уровнем), а также разнообразных седиментационных следствий. Показано [20, 168, 281], что такого рода явления весьма устойчиво сопутствуют масштабному галогенезу, непосредственно предшествуя ему. Наиболее известно позднемиоценовое событие — мессинский «кризис» (Чумаков И. С., 1982; [194] и др.) Средиземноморского бассейна, — которое представляет собой, по нашему мнению, не исключение, как принято считать, а лишь частный случай таких явлений, хотя и весьма масштабный. По-видимому, ему сомасштабны события в Прикаспийском кунгурском бассейне (Н. Н. Форш), в Южно-Каспийском среднемиоценовом (Беленицкая Г. А. и др., 1970, 1982).

Безусловно, зоны деструкции и подчиненные им депрессии, глубоко вскрывающие субстрат, способствуют его дренированию и служат очагами глубинной разгрузки для любых подвижных компонентов. В сочетании с ростом напряжений в недрах они предопределяют высокую интенсивность выноса этих компонентов. В подобных условиях, при насыщенности суб-

страта и обрамлений рассолами и солями, их участие в миграции и разгрузке неминуемо.

Вещественным свидетельством их реализации в предгалогенное время являются повсеместно устанавливаемые новообразования в трещинах и разрывах субстрата, датированные временем, отвечающим началу галогенеза ([120, 121], Махнач А. А., 1986, и др.). Они состоят из галогенных и парагенных им минералов и фиксируют каналы движения к очагам разгрузки.

В осуществлении разгрузки имеется ряд важных с позиций седиментогенеза (и галогенеза) особенностей. Это — дискретный ритмично-пульсационный характер, подчиненный тектоническому ритму; связь размещения и морфологии очагов разгрузки с тектоно-морфологическими особенностями субстрата; дифференцированность флюидных потоков во времени по плотности и текучести с последовательным преобладанием: металлоносные рассолы и углеводороды→рассолы и солевые массы→остаточные рассолы и углеводороды.

В итоге можно констатировать, что периодическое градиентное возрастание эндогенной активности, характерное для обстановок соленакопления, способствует росту напряжений и температур на глубине или в обрамлении бассейна (в местах залегания древних солей); повышению проницаемости на путях возможной миграции; растяжению, снижению напряжений и резкому прогибанию на поверхности Земли. Сформированная таким образом дренирующая система предопределяет резкое возрастание интенсивности разгрузки рассольно-солевых масс. Она же подготавливает субаквальные ловушки для их улавливания.

Седиментационные аспекты модели. Судьба разгружающихся рассольно-солевых масс. Рассолы и соли, выносимые в континентальные или субмаринные обстановки, имеют разные шансы включиться в новые седиментационные циклы.

В *континентальных* существенно субаэральных условиях разгрузка рассолов и активное растворение солей на поверхности и в близповерхностной зоне ведут к росту солености поверхностных и грунтовых вод, общему региональному засолонению приповерхностного слоя, развитию соленосных континентальных красноцветов и озерно-лагунных соляных осадков. Одновременно наблюдаются (и на это мы хотим обратить особое внимание) рост аридности местного климата (вследствие иссушения почвенного и надпочвенного воздуха благодаря гигроскопичности солей, уменьшения растительного покрова) и сопряженные значительные изменения органического мира: повышение роли ксеро- и галофитов, общая скудость, эндемичность. Показательно, что в настоящее время значительная засушливость (превышение испарения над осадками) характерна практически для всех континентальных, в том числе многих приморских, областей, где выходят в приповерхностную зону и активно растут соляные структуры и разгружаются высокодебитные источники рассолов: обрамления Средиземного и Красного морей, Персидского, Калифорнийского заливов, Провинция Бассейнов и Хребтов, Центральная Австралия, Прикаспийская и Амударьинская впадины. Наглядными свидетельствами такого рода эколого-климатических сдвигов, происходящих, причем очень быстро, под воздействием флюидных инъекций, являются следствия от современных техногенных выбросов в субаэральные обстановки.

В регионах более интенсивного современного экструзивного выноса солевых масс, не компенсированного их растворением, образуются крупные

поднятия, иногда целые соляные горы, даже со стекающими с них соляными потоками — глетчерами, а также крупные поднятые блоки, выжатые клинья и пластины солей в основании и в составе тектонических покровов. Повсеместно их сопровождают депрессии с соляными (и солеродными) озерами и обрамляющие их засоленные красноцветы. Параллельно при растворении солей за счет их нерастворимых седиментационных составляющих и разнообразных чужеродных включений, захваченных соляными массами в ходе истечения либо в процессе покровообразования, возникают своеобразные остаточные несортированные хаотические смеси — микститовые накопления, по многим признакам аналогичные тиллитам — нерастворимым остаткам ледниковых образований [19].

Разнообразные соляные поднятия наиболее масштабно представлены вдоль периферий Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, особенно южной и северной, — в Преднадвиговой зоне Загроса (многочисленные соляные хребты, горы и сопровождающие их глетчеры), в Южно-Таджикской впадине (высочайшая в мире соляная гора Ходжа-Мумын и ряд других), в Атласской области (гора Джебель и другие). Все это — экструзивные поднятия и истечения древних солей: V—$Є$ в первом регионе, J_3 — во втором, T — в третьем. С крупными экструзивными поднятиями солей связаны многие знаменитые солеродные озера: Данакильской и Прикаспийской впадин, Мертвое море и др. Современные микститовые накопления очень характерны для Преднадвиговой зоны Загроса и Месопотамского прогиба, где они локализуются на фронте активно движущихся соляных глетчеров и над растущими диапирами вендско-кембрийских солей, в том числе и на соляных островах в Персидском заливе, образуя многочисленные холмы высотой до 100 м (Ala M. A., 1974; O'Brien C. A. E., 1957; Kent P. E., 1970; Walther H. W., 1972; [157]); для покровно-надвиговых структур Атласа («эвапоритовый меланж» триасовых солей, по Е. Д. Сулиди-Кондратьеву и В. А. Козлову [252]). Их палеоаналоги идентифицированы в Днепровско-Донецкой впадине, где возникли при выносе и размыве экструзий верхнедевонских солей на нижнепермскую поверхность [120]. Сходные образования установлены в составе выполнения погребенных карстово-эрозионных систем Амударьинского и Предкавказского бассейнов, которые сформировались в среднем плиоцене в связи с упоминавшимся падением уровня Южного Каспия и глубоко разрушили верхнеюрские галогенные формации (Беленицкая Г. А. и др., 1970, 1982).

Итак, парагенезис озерных и озерно-лагунных солей, континентальных красноцветов, а иногда микститовых комплексов, с одной стороны, и эколого-климатические изменения (рост аридности и изменения органического мира) — с другой, — вот основные следствия соляно-рассольной разгрузки в континентальные обстановки.

Для *субмаринных условий*, где масштабы разгрузки рассольно-солевых масс максимальны, вопрос об их дальнейшей судьбе охарактеризован хуже. А именно он является ключевым в рассматриваемой модели. В современных морских обстановках с погребенными под дном куполами связаны разнообразные внутрибассейновые поднятия и придонные рассолоносные (солеродные) депрессии, обязанные своим возникновением субмаринной восходящей разгрузке. Относительно быстро растущие диапиры, поднимаясь над дном, образуют соляные острова и полуострова разных конфигурации и размера, в том числе весьма крупные, нередко с рифогенными обрамлениями. Все эти образования распространены в Персидском и Мексиканском заливах, в Красном и Средиземном морях. Наблюдения над

морфологией погребенных диапиров, косвенные геологические показатели и теоретические соображения ([344], Schultz-Ela D. D., Jackson M. P. A., 1996) позволяют предполагать, что в ходе дальнейшего роста интенсивности выноса солей (а таковой, как отмечалось, очень вероятен) начнется их субпластовое растекание под действием собственной массы в стороны от ядер диапиров с заполнением соляной массой прежде всего пониженных участков дна. Подводные соляные палеоглетчеры описаны в цехштейновом Северо-Германском бассейне и в раннепермском Днепровско-Донецком [120, 344].

В отличие от субаэральных, в субмаринных условиях смешение, распреснение и рассеивание рассолов и растворение солей происходят несравненно медленнее, оставляя значительные шансы для их седиментационного «перезахоронения». Способность высококонцентрированных рассолов локализоваться у дна (обусловленная их бóльшей, чем у морской воды, плотностью) и накапливаться под толщей морских вод, практически не смешиваясь, а взаимодействуя с ними лишь в небольшой зоне контакта, подтверждена как экспериментально (О. Б. Рауп, М. Г. Валяшко, А. И. Поливанова), так и наблюдениями над плотностной стратификацией в природных водоемах. Аналогичная способность к своеобразной глубинной самоизоляции в еще большей мере должна быть присуща солям, имеющим бóльшую плотность и быстро формирующим вокруг себя слой насыщенного рассола, предохраняющего их от дальнейшего контакта и взаимодействия с водами бассейна. Благодаря этой особенности рассольно-солевых масс еще бóльшую значимость в их судьбе приобретают депрессии, контролирующие максимумы разгрузки: они же создают оптимальные условия для сохранения галогенных масс от дальнейшего рассеивания, обеспечивают отмечавшийся выше столь характерный для соленакопления внутрибассейновый глубинно-котловинный тип придонной изоляции (и делают его менее зависимым от поверхностной). В итоге депрессии представляют собой идеальные ловушки для перехвата и накопления галогенных потоков.

Таким образом, *субмаринные* (как и в целом *субаквальные) обстановки предоставляют инъецированным рассольно-солевым массам возможность участвовать в дальнейших взаимодействиях и аккумулятивных процессах, не подвергаясь гипергенному рассеиванию.* Рассмотрим их основные черты.

Дифференцированная разгрузка в холодные морские воды горячих рассольно(флюидно)-солевых масс инициирует ряд активных взаимодействий, итогом которых является последовательное формирование основных специфических элементов (горизонтов) галогенсодержащих систем: подгалогенного биохемогенного, собственно галогенного и надгалогенного биохемогенного, нечетко выраженного. Первый является реакцией на ранние ограниченные по интенсивности углеводородно-рассольные инъекции, второй — на высокоинтенсивные рассольные и рассольно-солевые, последний — на остаточные углеводородно-рассольные или рассольные (см. рис. 3 в работе [20]).

Формирование подгалогенного биохемогенного горизонта упрощенно можно охарактеризовать следующим рядом событий [21]. В очагах разгрузки и ореолах их влияния, представляющих собой зоны смешения разгружающихся флюидов с бассейновыми водами, формируются тесно сопряженные физико-химические (комплексные рассольно-плотностные, аноксидно-сероводородные, температурные и др.) и биогенные аномалии. Наиболее распространены два морфологических типа таких аномалий: придонно-стратифицированные и очаговые. Среди экс-

трсмальных биоценозов также преобладают две типоморфные разновидности: бактериальные сапробионтные сообщества (сапропелеобразователи — основные накопители углеродистого вещества) и примитивно- и криптобиогермные постройки с очаговой («оазисной») локализацией непосредственно на участках разгрузки. Живое вещество биоценозов, захороняясь вместе с макро- и микрокомпонентами флюидов, формирует смешанные биохемогенные осадки, насыщенные органическим и биоминеральным веществом, обогащенным компонентами флюидов. Одновременно происходит и «чисто» химическое осаждение (на химическом и температурном барьерах, которые мы обсудим ниже) целого ряда минеральных соединений (доломита, ангидрита, кремнезема, сульфидов) в виде куполообразных тел, тонкослойчатых осадков или рассеянной вкрапленности.

Таким образом, реакцией на флюидные инъекции на этой стадии является цепочка событий: сопряженные физико-химические и биоценотические изменения в зонах смешения→интенсивное хемогенное и биогенное осадконакопление→формирование рудоносного биохемогенного горизонта, представляющего собой закономерное сочетание маломощных тонкослойчатых биогенно-хемогенных осадков, экстремальных органогенных построек и небольших хемогенных тел. Характерные черты этого горизонта — обогащенность биогенным, в том числе углеродистым материалом, насыщенность комплексом макро- и микрокомпонентов флюидов (определяющих его рудно-геохимическую специализацию), согласованность химических и биоценотических изменений, пространственно-морфологические и структурно-текстурные особенности (определяемые размещением и внутренней структурой очагов разгрузки, ритмом инъекций и т. д.) — все эти черты в сумме отчетливо отражают активное воздействие флюидных инъекций на седиментационную среду и сами являются свидетелями его флюидогенной (флюидно-седиментационной) природы.

Следует заметить, что формирование аномальных биохемогенных комплексов отражает, по нашему мнению, общую очень важную реакцию экосистем седиментационных бассейнов на флюидные инъекции любых геохимических типов, в том числе и не обогащенных солями. В последнем случае эти комплексы будут иметь иную рудно-геохимическую специализацию, не станут предшествовать формированию галогенных толщ и в последующем войдут в состав иных, несолеиосных осадочных или вулканогенно-осадочных серий. Однако возникая под влиянием восходящих инъекций, они во всех случаях образуют в таких сериях характерные биохемогенные горизонты с разнообразной рудно-геохимической специализацией, тип которой зависит от специализации разгружающихся флюидов [21].

Формирование галогенного горизонта (толщи) является следствием дальнейшего роста интенсивности разгрузки, сопровождающегося подавлением биохемогенных процессов химическими, а при истечении рассольно-солевых масс также и экструзивными, и в итоге — быстрым заполнением депрессий хемогенными (сначала ангидритовыми, затем соляными) и экструзивно(инъекционно)-хемогенными (преобладающе соляными) массами.

Два фактора вызывают придонную кристаллизацию: химическое взаимодействие и перепад температур. Оба связаны с единым температурно-химическим барьером, возникающим в зоне встречи и смешения двух типов растворов, резко различающихся по этим показателям: высокотем-

пературных (до 100—200 °С и более) высококонцентрированных хлоридно-кальциевых рассолов и холодных сульфатно-магниевых морских вод.

Среди процессов *химического взаимодействия* основными являются сначала реакции между ионами Ca^{2+} рассолов и SO_4^{2-} морских вод, сопровождающиеся осаждением сульфатов кальция, обессульфачиванием остаточных рассолов придонного слоя и накоплением в них хлоридов Na, K, Mg [120, 261, 272, 273, 331]; затем взаимодействие остаточных рассолов уже хлоридного типа с новыми порциями высококонцентрированных хлоридно-кальциевых инъекций с последовательным высаливанием — вытеснением в осадок менее растворимых хлоридов более растворимыми в такой очередности (растворимость, г/1000 г H_2O, при 25 °С по «Справочнику химика», 1964): NaCl, KCl (360)→$MgCl_2$ (555)→$CaCl_2$ (872,5).

В природных сложных солевых системах вероятны различные отклонения от очередности осаждения, определяемой правилом высаливания. Это связано, во-первых, с образованием широкого спектра смешанных двух- и трехкатионных хлоридных и сульфатно-хлоридных соединений, а во-вторых, с реальными концентрациями ионов и их соотношениями. Так, содержание Na в рассолах, как и в морских водах, почти всегда значительно превышает содержание K (часто на порядок и более), в результате чего при одинаковой растворимости осаждение NaCl, вопреки правилу высаливания, обычно предваряет осаждение KCl (хотя в случае превышения в рассолах концентраций K над Na вероятно осаждение KCl и на ранних стадиях галогенеза). Ряд других соотношений ионов (K, Mg, Ca) менее устойчив благодаря значительному колебанию их концентраций в различных природных обстановках. Все это предопределяет, с одной стороны, в целом достаточно устойчивую и однотипную последовательность высаливания (и накопления в остаточных рассолах различных хлоридных солей): сначала NaCl (с накоплением в растворе K, Mg, Ca), затем KCl (с дальнейшим накоплением Mg, Ca), на завершающих стадиях — $MgCl_2$ и $CaCl_2$; а с другой — возможность отклонений (и их предсказуемость).

Роль обсуждаемых химических взаимодействий в соленакоплении подтверждена широко известными экспериментальными исследованиями А. Д. Пельша и О. Б. Раупа, показавшими, в частности, что при смешении рассолов, различающихся по плотности и по составу и ненасыщенных до момента смешения, могут последовательно и дифференцированно осаждаться соли $CaSO_4$, NaCl, KCl. Кристаллизация осуществляется вдоль границ рассолов разного состава, происходит на разной глубине и не требует участия процессов испарения.

Второй фактор, вызывающий кристаллизацию солей, — *перепад температур* на активном контакте между горячими рассолами и холодными придонными водами — создает для тех и других двойной разнонаправленный осадительный температурный порог.

Из холодных сульфатных вод при градиентном возрастании температуры (при одновременном добавлении в них ионов Ca^{2+} из рассолов) осаждается сульфат кальция, растворимость, г/л, которого характеризуется обратной температурной зависимостью: 40 °С — 2,09; 60 °С — 1,4; 80 °С — 1,0; 100 °С — 0,66; 200 °С — сотые доли («Справочник химика», 1964). Такое снижение растворимости определяет, особенно при избытке Ca^{2+}, практически полное осаждение $CaSO_4$ и обессульфачивание вод. При этом очень существенно, что при любых температурах, превышающих 40—42 °С (а именно такие преобладают на рассматриваемом

пороге) осаждаться может лишь ангидрит (не гипс) (Позняк Е., 1940; Макдональд Д. Г., 1953).

На этом же температурном барьере, но уже в итоге резкого охлаждения, могут осаждаться хлориды Na, K, Mg, Ca, поскольку их растворимость, особенно при температуре выше 100 °С, намного превышает таковую при температуре морских вод. Например, для NaCl снижение растворимости при разных снижениях температуры, г/1000 г H_2O («Справочник химика», 1964): от 100 до 25 °С — 34, от 200 до 25 °С — 100, от 300 до 25 °С — 240; для KCl перепады еще более значительны и составляют соответственно 200, 455, 814; для $MgCl_2$ и $CaCl_2$ они еще больше.

Итак, зона смешения восходящих рассолов с бассейновыми водами представляет собой осадительный барьер и для сульфатов кальция, и для хлоридных солей, причем и для тех и для других в качестве осадителей выступают два взаимосвязанных и синхронных фактора, совершенно не связанных с испарением: химические взаимодействия и перепады температур. Для сульфатов кальция, заимствующих ионы SO_4^{2-} из морской воды, основное значение имеют рост температуры на ее контакте с горячими рассолами и приток из них ионов Ca^{2+}. Для хлоридных солей, у которых главным поставщиком ионов Cl^- служат рассолы, ту же функцию выполняют падение температуры на контакте рассолов с морской водой и высаливание при их взаимодействии с обессульфаченными водами придонного слоя.

Процессы, происходящие на рассматриваемом барьере, имеют целый ряд важных седиментационных следствий, в том числе ключевых для генетических моделей галогенеза. Подчеркнем некоторые из них.

1. Общая очередность кристаллизации, устанавливаемая для барьерной зоны ($CaSO_4 \rightarrow NaCl \rightarrow KCl \rightarrow MgCl_2 \rightarrow CaCl_2$) согласуется с типичной для природных галогенных тел. Вместе с тем вероятные с химических позиций вариации в последовательностях и количественных соотношениях твердых фаз хорошо объясняют реальную картину природного разнообразия этих показателей. Существенно, что определяющий эти вариации фактор — колебания состава глубинных рассолов — в свою очередь зависит от характера субстрата и его галогенной специализации и потому поддается анализу, а в известной степени и прогнозированию.

2. Тот факт, что на рассматриваемом барьере при температуре выше 40 °С из минеральных соединений $CaSO_4$ способен осадиться лишь ангидрит, снимает одно из серьезнейших противоречий, существующих ныне между теоретическими построениями в рамках эвапоритовой модели и литологическими фактами. Первые, справедливо не допуская в поверхностно-испарительных водоемах температур выше 40 °С, одновременно априори исключают саму возможность первично-осадочной природы ангидрита и, по существу, вынуждают исследователей во всех случаях относить его к вторичным по гипсу образованиям. Однако все серьезные литологические исследования определенно свидетельствуют, что в галогенных телах преобладает первичный ангидрит (хотя имеются и первично-гипсовые отложения) (Я. К. Писарчик, М. Л. Воронова, Л. М. Бирина, [121, 281]).

Вывод о высокотемпературной рассологенной природе ангидрита хорошо согласуется с рядом упоминавшихся выше его морфологических, структурно-текстурных и вещественных особенностей, таких как широкое распространение мощных ангидритовых валов и их цепочек, локализованных в очагах разгрузки и контрастно сочетающихся с маломощными микрослойчатыми породами, связанными с зонами растекания рассолов;

стекловато-сливное строение основной массы; частое отсутствие признаков слоистости, особенно в ангидритовых валах; широкое распространение включений нефтеподобного вещества и минералов гидротермального облика и т. д. (Бирина Л. М., 1979; [121, 281]).

3. Обессульфачивание остаточных придонных рассолов в итоге осаждения ангидрита при совместном действии температурного и химического факторов гарантирует возможность последующего формирования солей хлоридного типа.

Оба сопряженных эффекта — ангидритонакопление и обессульфачивание остаточных рассолов — проявляются во многих очагах современной глубоководной разгрузки, наиболее ярко в рассолоносных котловинах Красноморского рифта под двухкилометровой толщей морских вод нормальной солености [198].

Что касается седиментационно-аккумулятивных следствий от *экструзивных внедрений* в водоемы собственно солевых масс: их вероятных масштабов, характера горизонтального растекания, взаимоотношений с другими отложениями, в том числе галогенными, осаждающимися из рассолов, и т. д. — все эти вопросы требуют специального изучения. Не ясны и количественные соотношения солей и рассолов в накоплении новых генераций соляных толщ. Пока обо всем этом можно судить преимущественно по приведенным выше современным наблюдениям, палеоаналогиям, а также косвенным геологическим и теоретическим данным.

Обратим внимание лишь еще на два обстоятельства, которые отражают характерные стороны процессов и могут свидетельствовать о преобладающе унаследованном развитии экструзий и о существовании соляных палеоподнятий уже в солеродных бассейнах.

1. Во всех солянокупольных областях, где установлены две соляные толщи, структуры, осложняющие верхние толщи, практически всегда имеют «корни»: они надстраивают диапиры, восходящие из нижних соляных толщ. Вместе они составляют единые сквозные колонны — «бисоляные структуры» [344], повсеместно наследуемые молодыми солями от древних, что отражает общую устойчивую тенденцию унаследованного развития соляных структур.

2. Во всех солянокупольных областях значительная (нередко преобладающая) часть соли находится не в пластовых, а в субвертикальных перманентно растущих телах — штоках, столбах, колоннах, стенах. Их высота достигает 10 км и более, длина порой превышает 120, ширина 5—10, в то время как на разделяющих их участках, ширина которых в среднем не намного больше (например, около 15 км в Северо-Германском бассейне), мощность соли резко сокращена, вплоть до выклинивания [239, 325, 344]. Важно, что нахождение значительной части солей в диапирах характерно и для современных, еще только формирующихся бассейнов — Красноморского, Западно- и Восточно-Средиземноморских и др.

Все это позволяет предположить, что многие диапиры, ныне осложняющие погребенные соляные толщи, зародились унаследованно уже в солеродных палеоводоемах в виде экструзивных палеоподнятий, фиксировавших главные очаги рассольно-солевой палеоразгрузки. При этом соли, заключенные в таких поднятиях, стадию собственно пластового залегания могли и не проходить. В такой ситуации могут оказаться, в частности, соли упоминавшихся современных субмаринных диапировых поднятий — островов — в случае их погребения среди новообразованных галогенных масс.

Подобные палеоситуации восстанавливаются для многих бассейнов. Так, в Днепровско-Донецкой впадине диапиры позднедевонских солей, ныне надстраиваемые раннепермскими, по многим признакам существовали уже в раннепермском солеродном палеобассейне и явно способствовали соленакоплению [120, 121]. Аналогичные палеосоотношения вероятны между диапировыми осложнениями солей P_1 и $P_2ž$ в Североморско-Германском бассейне, V—Є и N_1 в Месопотамском, T_3—J_1 и N_1^3 в Средиземноморских и т. д. Причем в каждом из названных бассейнов имеются свидетельства последующего участия тех же палеоэкструзий (уже бисоляных) в более молодом регенерационном галогенезе: J_{2-3} в Североморско-Германском (Jordan R., 1974), J_3 и P_3 в Днепровско-Донецком [281], современном — в Месопотамском и Средиземноморских [19, 112].

Формирование покровного биохемогенного или терригенно-биохемогенного иногда металлоносного горизонта отвечает конечной стадии процесса — разгрузке остаточных рассолов и углеводородов. Специфические черты взаимодействий принципиально близки таковым при образовании нижнего биохемогенного горизонта, но часто более слабо выражены и подавлены терригенной седиментацией.

Итак, формирование галогенсодержащих систем связано с внедрением в морские придонные обстановки рассольных и рассольно-солевых инъекций, ответным возникновением трех сопряженных барьеров — биологического, химического и температурного — и включением трех соответствующих им механизмов осадконакопления, дополненных непосредственным экструзивным поступлением пластичных соляных масс.

Минерагенические аспекты модели. Геохимические и рудные особенности каждого нового поколения галогенсодержащих систем, в том числе их рудоносных биохемогенных горизонтов, в большой мере определяются специализацией участвующих в разгрузке рассолов, а последняя в свою очередь — таковой погребенных галогенсодержащих систем предшествующих поколений. Таким образом, минерагеническая специализация является наследуемой характеристикой, в своих главных чертах довольно устойчивой, хотя безусловно проявляющей значительные региональные и ландшафтно-геодинамические вариации. Обогащенность флюидов галогенсодержащих систем одновременно комплексом галогенных микрокомпонентов, разнообразными соединениями серы и характерным набором металлов, в том числе Cu, Pb, Zn, Mn (см. рис. III.23), отличает их от флюидов других литологических комплексов [12, 13, 37, 39, 121, 258].

Существенно, что среди известных в настоящее время амагматических флюидных систем они — единственный тип, где эти металлы присутствуют в резко повышенных концентрациях, относительно устойчивы, готовы к совместной миграции и совместной же разгрузке. При этом высококонцентрированные рассолы обладают высокой реакционной активностью и способны пополнять запасы металлов как за счет «внутреннего» резерва — самих погребенных галогенсодержащих систем, так и при взаимодействии с любыми иными рудоносными, особенно магматогенными системами, весьма характерными, как отмечалось выше, для многих геодинамических обстановок галогенеза. Эта способность к извлечению металлов и их накоплению подтверждена многочисленными теоретическими и экспериментальными работами по изучению взаимодействий высококонцентрированных рассолов с рудами и породами (Н. И. Хитров, Д. И. Дворов, Л. Г. Богашова и др.).

Седиментационная металлоносность захоронясмых осадков, унаследованная от флюидов при осаждении, в дальнейшем, по-видимому, существенно возрастает в ходе диагенетических взаимодействий с металлоносными рассолами придонного слоя.

Литогенетическая эволюция галогенсодержащих систем (см. рис. III.24). До сих пор мы обсуждали лишь начало жизни системы, ее *первую стадию — зарождения в седиментогенезе — раннем диагенезе.* Акцент сделан на этой стадии, поскольку именно ей принадлежит, по нашему мнению, определяющая роль в формировании всех главных особенностей системы, включая рудоносность. На *второй стадии — становления и трансформации в катагенезе* (частично уже в последующем *метагенезе*) — по мере погружения системы завершаются начавшиеся в диагенезе процессы внутрисистемного перераспределения вещества, выравнивания внутренних геохимических противоречий. В фазы тектонической активности усиливаются метасоматические преобразования как за счет более интенсивного внутрисистемного перераспределения, так и под влиянием новых импульсов поступления флюидов снизу — в ходе их теперь уже транзитной миграции по трещинам в направлении более высоких уровней седиментации — последующих галогенных макроциклов данной системы или последующих систем. Преобразования этой стадии, как отмечалось, весьма важны для становления рудных залежей. Они носят унаследованный характер в отношении как состава, так и главных зон и уровней транзита и локализации, усиливая контрастность первоначальной рудно-фациальной зональности. С этой стадией связан еще один очень важный процесс: образование и накопление свободного сероводорода. Параллельно повышается активность его участия в становлении рудных комплексов.

На *третьей гипергенной стадии — глубинно-гипергенного метасоматического преобразования и поверхностно-гипергенного разрушения* (Белецицкая Г. А., 1991, 1994) — система завершает свой полный онтогенический цикл развития. Главными рудными новообразованиями являются самородная сера и ряд других концентраций (см. рис. III.24).

На разных стадиях литогенеза, главным образом в катагенезе, особенно при росте тектонических напряжений, система сама становится мощным источником восходящих рассольно-солевых потоков, разгрузка основной части которых в седиментационные обстановки даст начало аналогичным галогенсодержащим системам последующих генераций. При этом онтогенический цикл солей замыкается, избежав гипергенного разрушения. Именно *преобладание* такого рода *редуцированных онтогенических циклов составляет специфическую черту циклической геологической эволюции солей и является основой рециклинговой модели галогенеза.*

III.2.6.3. ОБСУЖДЕНИЕ МОДЕЛИ

Итак, для объяснения генезиса и условий образования галогенсодержащих систем предлагается *рассольно-регенерационная модель галогенеза.* Она предполагает в качестве определяющего геологического процесса разгрузку в бассейны седиментации высококонцентрированных рассолов (в том числе металлоносных) и углеводородов, а в ряде случаев — также истечение солевых масс, являющихся производными более древних погребенных галогенсодержащих объектов и одновременно основой формирования галогенных биохемогенных и рудных элементов их новых генераций.

Главными звеньями модели являются: рост эндогенной активности и напряжений в недрах→образование депрессий→дифференцированная разгрузка→формирование последовательных элементов новых галогенсодержащих систем. Разные составляющие флюидного потока в наибольшей мере ответственны за свои элементы: металлоносные углеводородно-рассольные смеси — за рудоносные биохемогенные (нижний и верхний); хлор-кальциевые рассолы — за ангидритовый; рассолы и солевые массы — за соляной. Их последовательное формирование создает каркас новообразованной ассоциации.

Важно, что погребенные галогенсодержащие системы содержат (и, разгружаясь, вносят в бассейн) весь набор компонентов — рассолы, соли, углеводороды, металлы, частично серу, — необходимых для генерации каждого из элементов их новых поколений, при этом содержат их преимущественно в подвижных формах, в огромных объемах, обладают способностью пополнять запасы и имеют резервы для пополнения. Таким образом, предполагаемый источник достаточен для формирования главных звеньев галогенных систем со всей их богатой геохимической (и минерагенической) спецификой. Лишь в балансе сульфатных составляющих ангидритовых толщ ведущую роль играют сульфаты морских вод.

Приведенная схема, естественно, отражает лишь общую тенденцию динамики процессов. Картина может быть существенно осложнена или даже изменена как нарушениями в кинетике разгрузки, так и повышением роли вод поверхностного и подземного стока. То же замечание касается и геохимической специализации новообразованных систем. Большое влияние на нее могут оказывать геохимические отличия бассейновых вод, что более характерно для континентальных бассейнов, а также участие других глубинных источников.

Очевидно, рассматриваемая модель существенно иначе, чем эвапоритовая, оценивает и все важнейшие генетические параметры и условия протекания галогенных и сопряженных рудообразующих процессов. Так, определяющими источниками галогенного и всего сопутствующего, в том числе рудного, вещества являются погребенные галогенсодержащие системы и глубинные рассолы (при ведущей роли вод наземной гидросферы лишь в качестве источника сульфат-иона); основной областью питания (дренирования) — субстрат и (или) глубокие зоны обрамлений (при ограниченной роли областей поверхностного стока); ведущим способом поступления вещества — восходящие потоки и субаквальная разгрузка, т. е. подземный (глубинный) преимущественно восходящий сток; главными механизмами осаждения солевых галогенных компонентов — резкие изменения температуры и химические взаимодействия при смешении разгружающихся рассолов с бассейновыми водами (при подчиненной роли процессов выпаривания); основными механизмами и причинами формирования сопутствующих рудоносных биохемогенных комплексов — вспышки развития высокопродуктивных экстремальных биоценозов, являющиеся реакцией на восходящую разгрузку металлоносных флюидов, вызывающую резкое нарушение физико-химических параметров существования бассейновых экосистем; важными механизмами и причинами возникновения многих специфических пространственно-морфологических и структурно-текстурных особенностей галогенсодержащих тел — пространственные, морфологические и структурные особенности очагов разгрузки и зон смешения, а также характерные особенности протекания разгрузки (дифференцированность по составу, дискретность и ритмичность инъекций).

Важнейшие различия двух литолого-фациальных морских макротипов — калиеносного депрессионного *I* и сульфатно-кальцисвого мелководного *II* — во многом отражают топографо-фациальные различия участков флюидных внедрений: мощные соленосные толщи с широкомасштабным развитием диапировых тел характерны для палеодепрессий, контролировавших максимумы рассольно-солевых инъекций (экструзий), а сульфатно-кальциевые стратифицированные комплексы с подчиненной ролью солей — для мелководно-морских обстановок, где преобладает разгрузка хлор-кальцисвых рассолов и углеводородно-рассольных смесей.

Легко видеть, что рассматриваемая модель органично соединяет различные геологические факторы, перечисленные выше в качестве базовых. Все они составляют либо предпосылки и условия ее протекания, либо следствия, либо парагенные образования. Прежде всего это касается геодинамического фактора, который в регенерационной модели является определяющим, обеспечивая осуществление различных ее звеньев, включая мобилизацию, миграцию, разгрузку и подготавливая условия для последующих аккумулятивных процессов. Вместе с тем модель полностью учитывает и факты, используемые эвапоритовой концепцией, хотя нередко дает им иное толкование.

Среди причин, по которым связи, рассматриваемые моделью, не привлекли в себе должного внимания, главная состоит, как нам кажется, в единой эвапоритовой ориентировке почти всей литературы, т. е. в давлении эвапоритовых воззрений. К тому же процессы соленакопления так легко и естественно соотносятся с выпариванием, что не возникает потребности осмысления иных, тем более не столь «зримых» точек зрения. Определенную роль, вероятно, играет и широко распространенное представление о том, что, попав в приповерхностную зону, вся соль обязательно подвергнется растворению, что, как было показано выше, не так. Существует и ряд более объективных причин.

1. Как только соляные массы, вынесенные из недр, вновь приобретают субпластовое залегание, они тем самым лишаются главного внешнего признака (а в глазах наблюдателя — единственного зримого свидетельства) своего родства с породившими их соляными толщами и в дальнейшем рассматриваются как совершенно самостоятельные, независимые от них образования (и далее уже автоматически считаются итогом эвапоритового процесса). Даже в тех случаях, когда подстилающая соль сохранилась, продолжает свое перемещение и между двумя соляными толщами существует сеть связывающих их диапиров, что характерно, в частности, для всех упоминавшихся бассейнов с бисоляными структурами, то и тогда возможность влияния более древних солей на формирование молодых отмечается очень редко [81, 157, 272], да и то в основном как явление локальное и к тому же связанное с размывом и переотложением солей поверхностными водами, а не с глубинными инъекциями на дно седиментационного водоема. 2. Формирование солей нового поколения, особенно мощных, закономерно связано с уменьшением массы солей предыдущего. Иными словами, само наличие мощных молодых солей предполагает (по нашим представлениям) резкое сокращение, вплоть до полного уничтожения, древних, причем как раз на участках максимального накопления молодых. 3. В рифтогенных структурах с полным разрывом континентальной коры молодые соленосные комплексы нередко обрамляют участки с новообразованными океанической корой и осадочным покровом, где более древние соли в разрезе действительно отсутствуют, а их разорванные

фрагменты перемещены в прибортовые зоны (Западное Средиземноморье с молодыми солями N_1^3 во впадинах с молодой субокеанической корой и широким развитием более древних материнских солей T_3—J_1 в их обрамлениях). 4. Осадочные серии, подстилающие мощные толщи солей (в которых, по нашему мнению, должны находиться остатки более древних галогенных комплексов), в подавляющем большинстве ныне погребены на большие глубины и их разрезы плохо изучены (например, в Прикаспийской впадине под кунгурской солью весьма вероятно обнаружение реликтов соленосных комплексов D_{2-3}, а возможно и V—Є). Во всех случаях очень информативны обрамления молодых бассейнов, почти всегда еще и сегодня содержащие разномасштабные фрагменты древних галогенсодержащих комплексов. Однако вероятность их былой взаимосвязи или продолжения в пределы палеодепрессий обычно не предполагается. 5. Процессы разгрузки рассолов и солей в субаквальных, особенно глубоководных, условиях непосредственно практически не наблюдаемы.

В заключение приведем недавнее прекрасное, по нашему мнению, высказывание крупнейшего знатока геологии солей, специалиста по галокинезу Ф. Трусхейма, возможно единственного исследователя, адекватно оценившего геологическую масштабность и фатальную неизбежность выноса солей с глубин: «Благодаря своим особым физическим свойствам, соль, эта древнейшая порода Земли, вовлечена в *вечный круговорот* (здесь и далее выделено нами. — *Г. Б.*), сохраняя при этом практически неизменной общую массу. Она никогда не достигает конечного состояния покоя, поскольку ее гравитационное равновесие всегда было временным явлением. В *геологическом цикле галогенез — это лишь эпизодически повторяющаяся фаза в эволюции соли*» [344, с. 80]. К сожалению, процессов седиментационного возрождения солей Ф. Трусхейм не касается.

Кратко остановимся еще на вопросе о *климате*. Абсолютизация его роли в соленакоплении, по нашему мнению, совершенно не оправданна. Как отмечалось, его роль может быть довольно существенной преимущественно лишь в субаэральных обстановках, по периферии соленосных комплексов, т. е. там, где масштабы соленакопления минимальны и где к тому же сам рост аридности может быть обусловлен ростом интенсивности разгрузки рассолов. В отношении же глубоководных обстановок, основных для масштабного галогенеза, само понятие аридности подлежит хотя бы уточнению, а возможности его влияния на соленакопление, как минимум, резко ограничиваются.

Снимая тезис о безусловной климатической предопределенности галогенеза (или понижая его значимость), регенерационная модель тем самым разрешает упоминавшиеся «климатические парадоксы», само возникновение которых является прямым логическим следствием его абсолютизации. Добавим лишь, что и среди микститовых комплексов, ныне интерпретируемых как индикаторы былых ледниковых эпох, часть может представлять собой остаточные образования вовсе не ледовых, а былых соляных масс [19].

Что касается вклада в галогенез другого глубинного источника — мантийных флюидов, — представление о которых являются основой эксгаляционно-осадочной модели галогенеза [54, 120, 324], то он также, по-видимому, имеет подчиненное значение. Об этом свидетельствует, с одной стороны, рассмотренная избирательность связи галогенеза с зонами деструкции коры лишь континентального типа при отсутствии их в «чисто» океанических структурах, где поток флюидов как раз максимален, а с

другой — данные по химическому составу термальных вод в пределах океанических структур, указывающие на преобладающе невысокие концентрации в них солевых компонентов ([160, 205], Мартынова М. А., 1985, и др.).

Итак, мы полагаем, что как в современных условиях, так и в течение по крайней мере фанерозоя или неогея, формирование многих мощных галогенных систем происходило в итоге перманентно-прерывистой регенерации (геологического возрождения), т. е. при участии процессов внутривидовой преемственности, с перемещением галогенных масс каждый раз на все более высокие стратиграфические уровни. В результате этого соляные массы представляют собой своеобразные транзитно-аккумулятивные образования, «обраставшие» во время своих седиментационных остановок флюидно-осадочными галогенными и рудоносными биохемогенными комплексами, вместе составляющими галогенсодержащие ассоциации. После каждого нового «ухода» солей последние оставались свидетелями их былого присутствия (вплоть до уничтожения их самих вместе с вмещающими осадочными толщами).

Вопрос о способах и времени формирования первичных солевых масс и материнских галогенных прасистем, еще не имевших в субстрате источников для регенерации, тесно связан с более общей проблемой становления суммарного солевого баланса системы более высокого ранга: биосфера — гидросфера (поверхностная и обязательно подземная) — литосфера — мантия [20, 265]. Становление последней протекало в условиях более высоких термальной активности, интенсивности дегазации Земли и флюидных поступлений, сопровождавших процессы дифференциации верхней мантии и завершившихся, по мнению большинства исследователей, в интервале не позднее 1,7—2,5 млрд лет (Летников Ф. А., 1982, 1986; [35, 379], и др.). С этим же рубежом можно, по-видимому, связать и завершение накопления основной, «приходной», части солевого баланса обозначенной системы в целом и первичных собственно солевых масс в частности (солевой константы земной коры).

В течение дальнейшей геологической истории, для которой характерно в основном лишь «перелопачивание» континентальной коры (выражение В. Е. Хаина, 1994. — *Б. Г.*) и более быстрое осадочных пород (единичный цикл их разрушения составляет, по Р. Гаррелсу и Ф. Маккензи, около 600 млн лет), вероятность еще более интенсивного и ускоренного геологического рециклинга солей с характерным для них редуцированным типом онтогенических циклов представляется несомненной. Но тогда следует ожидать, что в докембрии масштабы соленакопления были сопоставимы с фанерозойскими, а значит, должны существовать [и действительно существуют (Сердюченко Д. П., 1968, 1972; Бленицкая Г. А., 1981, 1982)] свидетельства и их былого наличия, и их участия в различных геологических процессах, в том числе эндогенных. К анализу этих вопросов мы обратимся в специальной работе.

Изложенный взгляд на природу галогенных образований и их связей только намечен. Предлагаемая модель лишь раскрывает направления дальнейших сопоставлений, результаты которых, в свою очередь, могут либо подтвердить и уточнить эти представления, либо выявить противоречащие им факты.

Часть четвертая
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Глава IV.1. РУДОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ

IV.1.1. Вещественно-геодинамические типы рудоносных осадочных бассейнов

Рудоносный осадочный бассейн (РОБ) рассматривается как длительно, многостадийно развивающаяся геологическая структура с преобладанием седиментогенных образований, включая все виды полезных ископаемых и типы месторождений, представляющие интегральный результат всех экзогенных и эндогенных процессов, обусловивших их возникновение: от начала седиментации до коллизии — региональной складчатости. Конкретная металлогеническая специализация РОБ диктует и научную технологию его изучения: от создания самостоятельной классификационно-диагностической системы РОБ до определения технологии прогнозной оценки, вытекающей из специфики каждого типа бассейнов.

Металлогения осадочных бассейнов [365] изучает закономерности формирования месторождений полезных ископаемых, парагенетически или генетически связанных с формированием и постседиментационными преобразованиями вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, их рядов и комплексов, иначе говоря, все месторождения, в локализации которых четко устанавливается формационный контроль. Именно месторождения этой группы могут рассматриваться как *стратиформные* [319, 446]. Учитывая, что термин «стратиформные» часто употребляется в его буквальном морфологическом смысле для месторождений с пластообразными рудными залежами, представляется возможным предложить для указанной выше группы месторождений, по нашему мнению, более точный термин *стратиформационные* [360]. Этот смысл мы и вкладываем в используемый нами термин «стратиформные».

В группу стратиформных могут входить месторождения различных геолого-промышленных, формационных, морфологических, генетических типов: от осадочных син-диагенетических и гидротермально-осадочных до эпигенетических и палеокарстовых, сформировавшихся вместе с комплексом пред- и синрудных метасоматитов в осадочных бассейнах до складчатости отложений.

Пликативные и дизъюнктивные дислокации приводят к структурной трансформации и фрагментации как рудоносного осадочного комплекса, так и заключенных в нем доскладчатых месторождений. Метаморфизм, магматизм и наложенная гидротермальная деятельность могут привести к регенерации, перерождению или уничтожению доскладчатого оруденения.

По степени сохранности в структурах земной коры РОБ могут быть разделены на три группы: 1) нетрансформированные, осадочные комплексы (геолинзы) которых сохраняются в первичном залегании и существенно

не затронуты постседиментационными деформациями; 2) трансформированные, в которых осадочные комплексы и заключенные в них стратиформные месторождения заметно деформированы наложенной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями, интрудированы более молодыми магматическими телами, но сохранили свое первичное залегание в крупных геоблоках и относительную структурную целостность; 3) фрагментированные, осадочные комплексы которых интенсивно деформированы, интрудированы и сохранились в виде разобщенных фрагментов, в том числе в аллохтонном залегании.

Сохранившиеся в современных структурах части РОБ или их фрагменты выделяются в качестве структурно-металлогенических или металлогенических зон. Практически при металлогеническом анализе мы почти всегда имеем дело с рудоносными осадочными палеобассейнами.

Выделение объектов данного ранга и их типизация открывают широкие возможности для выяснения закономерностей размещения и формирования стратиформного оруденения, для анализа металлогенической специализации и эволюции рудоносности крупных блоков земной коры, для аргументированного применения методов аналогии и гомологии при прогнозной оценке площадей развития осадочных толщ. Типизация и классификация РОБ решаются в аспекте разработки общей классификации осадочных бассейнов (см. ч. I).

В результате всестороннего изучения разнообразных стратиформных месторождений и геологических условий их нахождения к настоящему времени установлено, что их формирование и размещение определяются целым рядом факторов, среди которых могут быть названы в первую очередь: вещественный состав рудовмещающих формаций; положение этих формаций в вертикальных и латеральных рядах в составе осадочных формационных комплексов; тектоническая позиция осадочных бассейнов; геодинамические и палеогеографические обстановки формирования бассейнов; эволюционная направленность и стадийность седиментогенеза и постседиментационных преобразований отложений, выполняющих осадочные бассейны; степень участия эндогенного (вулканогенного) материала в строении рудоносных комплексов [174, 175, 421, 428]. Перечисленные факторы тесно связаны между собой. Можно констатировать, что существуют статистически устойчивые связи стратиформного оруденения с определенными типами осадочных формаций и их сочетаниями.

Однако только формационным контролем трудно объяснить наблюдаемые широкие вариации степени концентрации и параметров стратиформного оруденения в однотипных по составу осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Например, терригенные красно- и пестроцветные формации широко развиты в различных геотектонических обстановках и почти повсеместно заключают в себе проявления медной минерализации. Но практически значимых параметров медное оруденение достигает только в некоторых типах структур. Аналогичная картина наблюдается в отношении всех других потенциально рудоносных формаций: карбонатных, углеродистых терригенных и т. п. Различия в характере и степени рудоносности осадочных комплексов, внешне сходных по составу и строению, обусловлены во многом, если не в основном, особенностями геодинамических обстановок локализации и формирования выполняемых ими прогибов. Таким образом, индивидуализация обстановок локализации стратиформного оруденения в РОБ с достаточной степенью детальности может быть осуществлена с использованием двух основных признаков: геодинамических

условий возникновения и стадиального развития седиментационных прогибов и структурно-вещественных особенностей рудовмещающих осадочных комплексов.

Геодинамические обстановки нахождения продуктивных осадочных бассейнов с той или иной степенью детальности охарактеризованы в работах У. Диккинсона [431, 432], А. Митчелла и М. Гарсона [230], А. Митчелла и Х. Рединга [242], В. Е. Хаина с соавторами [70, 71], Е. В. Кучерука и Е. Р. Алиевой [179, 180], Н. В. Межеловского с соавторами [72] и других.

В соответствии с выделяемыми основными типами геодинамических обстановок все РОБ можно разделить на пять групп: а) внутриплитные (внутриконтинентальные); б) пассивных континентальных окраин; в) субдукционных поясов; г) коллизионных областей; д) океанических плит (эта группа бассейнов здесь не рассматривается). Типизация РОБ по геодинамическим обстановкам производится с учетом таких классификационных признаков, как положение бассейнов на период их формирования в различных частях литосферных плит, тип ближайшего сочленения плит, характер корового субстрата и преобладающего геодинамического режима, обусловленного взаимодействием смежных плит друг с другом и с глубокими горизонтами мантии. Идентифицированные по этим признакам РОБ могут быть увязаны с определенными этапами геотектонического цикла эволюции литосферы («цикла Уилсона»), что открывает возможности проследить смену этих типов во времени и в пространстве [180].

Другими определяющими характеристиками РОБ являются вещественный состав и структура (ритмичность) соответствующих осадочных комплексов (геолинз), которые представляют собой результирующее материальное выражение всех процессов, обусловивших их формирование. Осадочные комплексы отражают особенности геодинамического режима, морфологии бассейна седиментации, палеогеографической и палеоклиматической обстановки [404, 405], гидродинамических и физико-химических условий среды осадконакопления, палеогидрогеологии бассейна, стадийности и интенсивности постседиментационных преобразований отложений. Этими причинами предопределяются появление и пространственная локализация рудоносных, металломатеринских и флюидогенерирующих формаций, литологических и структурных коллекторов, экранирующих горизонтов, геохимических барьеров различного типа. Рудоносные горизонты выступают в качестве одного из составных членов вмещающих стратифицированных формаций, а рудоносные формации занимают определенное место в формационных рядах, вписываясь в латеральную и вертикальную структуру осадочного комплекса. В каждом комплексе имеется одна или несколько типоморфных формаций, определяющих его специфику, в том числе и металлогеническую специализацию. К таким формациям относятся красноцветные и пестроцветные терригенные и карбонатно-терригенные, углеродсодержащие тонкотерригенные и карбонатно-терригенные флишевые и флишоидные, рифовые карбонатные, эвапоритовые и др.

Среди многообразия РОБ по преобладающему литологическому составу, определяющему общий тип седиментогенеза, различают три группы: терригенную, терригенно-карбонатную и кремнисто-карбонатно-терригенную. В составе каждой группы выделяются отдельные разновидности с учетом набора и последовательности чередования формаций, общего характера палеогеографических условий осадконакопления: субаэральных, субморских, морских [312].

К настоящему времени накоплен огромный фактический материал по рудоносности всех типов седиментационных структур, что позволяет кратко охарактеризовать основные вещественно-геодинамические типы РОБ, участвующих в строении континентальных блоков земной коры.

IV.1.2. Внутриплитные (внутриконтинентальные) бассейны

Эти бассейны занимают обширные площади на всех континентальных плитах, в том числе бóльшую часть Русской, Западно-Сибирской и Сибирской. До настоящего времени в отечественной литературе данные бассейны включаются в платформенные чехлы [74, 75] и рассматриваются как результат длительного многоэтапного и многостадийного развития крупных континентальных плит в особом платформенном режиме. Геодинамический анализ формирования платформенных чехлов позволяет дифференцировать входящие в их состав осадочные бассейны на рифтогенные (рифтовых и надрифтовых депрессий), внутренние эпейрогенные, пассивноокраинные и коллизионные. Из этих групп к собственно внутриплитным могут быть отнесены рифтогенные и эпейрогенные бассейны.

IV.1.2.1. РИФТОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

Бассейны этой группы являются производными процессов континентального рифтогенеза и деструкции крупных континентальных блоков земной коры. По характеру выполнения они могут относиться к терригенной или карбонатно-терригенной группам, от чего зависит и их металлогеническая специализация.

IV.1.2.1.1. Терригенные бассейны (Au, Cu, U, Ag, Hg)

В терригенных толщах, выполняющих бассейны этой группы, локализуются промышленные месторождения золота, урана, меди, серебра, ртути. Наиболее крупные сосредоточены в бассейнах раннедокембрийского возраста: Витватерсранд с уникальными запасами золота с ураном, серебром и платиноидами; Удоканском с залежами медных руд с серебром и золотом; Гурон с урановорудными и золотоносными конгломератами; Онежском с месторождениями комплексных руд урана, платиноидов, ванадия; Кивино с месторождениями самородной меди в вулканитах и медистых сланцев, а также в ряде других. Продуктивность фанерозойских бассейнов этой группы редко достигает практически интересной значимости. Можно отметить проявления золотой минерализации в терригенных толщах, выполняющих грабены типа Балейского.

Докембрийские внутриплитные терригенные РОБ представляют собой отрицательные структуры рифтогенной природы, располагающиеся во внутренних или краевых частях анастабильных древних консолидированных блоков. На их геотектоническую природу существуют различные точки зрения. Например, Кодарский и Удоканский прогибы трактовались как миогеосинклинальные, краевые протоплатформенные, протоорогенные, протоавлакогенные, рифтогенные и даже как глубоководные океанические желоба. Такое разнообразие взглядов объясняется стремлением идентифицировать рассматриваемые бассейны с известными типами прогибов фанерозоя. В то же время это свидетельствует об их специфичности: они характеризуются набором признаков, из которых отдельные проявляются в различных типах седиментационных структур фанерозоя.

Терригенные РОБ имеют эллипсоидальную корытообразную форму с крутыми бортами и глубоко опущенным субгоризонтальным днищем, общую площадь до 20—40 тыс. км^2. На всех кратонах установлено, что образование этих бассейнов происходило непосредственно за этапом формирования зеленокаменных поясов.

В составе выполняющих бассейны толщ доминирующую роль играют терригенные, в том числе грубообломочные, и глинистые отложения; карбонатные и кремнистые развиты в резко подчиненном количестве. Почти во всех бассейнах в тех или иных количествах присутствуют вулканогенные породы основного и кислого состава: от единичных прослоев (бассейны Чаро-Олёкминского кратона) до мощных пачек вулканитов в нижней (бассейны Кивино, Гурон) или в средней и верхней (бассейн Витватерсранд) частях рудоносных комплексов. Бассейнам присуща относительно простая, брахиформная складчатость, носящая частично конседиментационный характер.

Рудоносные комплексы достигают мощности 10—12 км и характеризуются значительной изменчивостью состава, строения и мощности отдельных литостратиграфических тел (рис. IV.1). В их строении проявлена крупная ритмичность, позволяющая расчленять эти комплексы на два-три, иногда более формационных ритма, обычно выделяемых в качестве отдельных серий. Формационные ритмы отражают стадийность развития рифтогенных бассейнов. Так, в бассейнах Чаро-Олёкминского кратона строение комплексов — двухритмовое [361]. Нижний формационный ритм представлен тонкотерригенными флишоидными формациями с отдельными линзами конгломератов и прослоями карбонатных и кремнистых пород; верхний ритм сложен исключительно терригенными формациями.

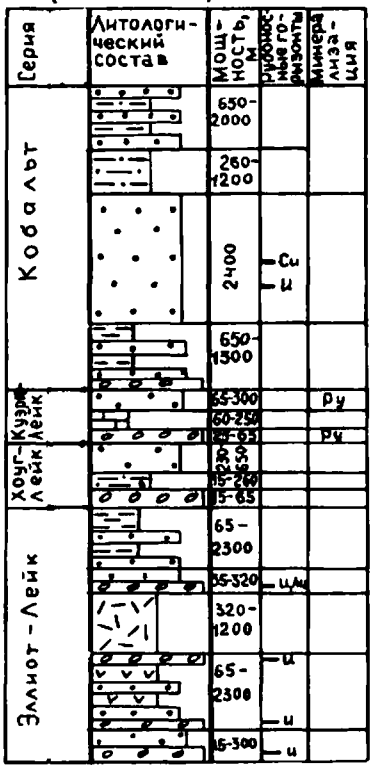
В общих чертах сходное строение имеет средняя часть вулканогенно-осадочного комплекса бассейна Витватерсранд — собственно серия Витватерсранд, подразделяемая на две подсерии [477, 490]. В нижней подсерии существенную роль играют тонкозернистые породы (сланцы) с отдельными пачками джеспилитоподобных сланцев, чередующихся с кварцитами и линзами конгломератов. В верхней подсерии преобладают грубозернистые песчаники с линзами и пачками конгломератов.

В комплексе Гурон, имеющем четырехритмовое строение, также наблюдается смена снизу вверх по разрезу песчано-аргиллитовых и песчано-карбонатно-глинистых с горизонтами конгломератов серий Хоуг-Лейк и Куэрг-Лейк преимущественно песчаниковой серией Кобальт [495].

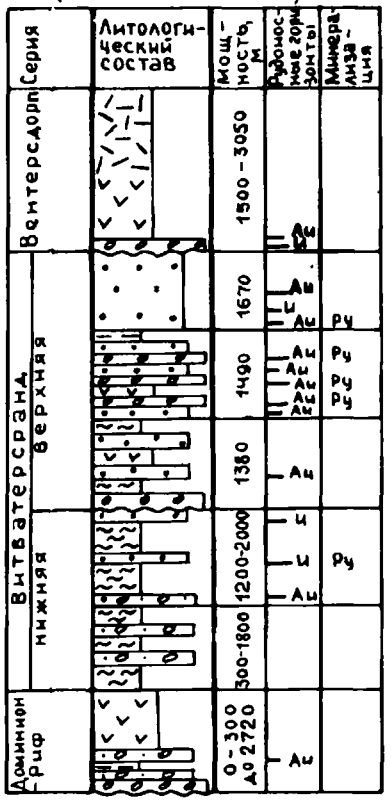
По составу терригенные породы нижних частей рудоносных комплексов близки граувакками, хотя отмечаются и мономиктовые кварцевые и аркозовые породы; в верхних частях преобладают олигомиктовые и полимиктовые породы. Во всех терригенных разностях пород содержится большое количество магнетита и ряда акцессорных минералов: циркона, апатита, турмалина и др. Особо следует отметить наличие обломочных зерен хромшпинелидов в породах Витватерсранда и Удокана.

Для всех бассейнов, несмотря на их древний возраст, характерна слабая степень метаморфических изменений, обычно не выходящих за рамки начальных стадий зеленосланцевой фации, а в верхних частях комплексов — за рамки глубинного эпигенеза. Благодаря этому в породах комплексов сохраняются первичные текстурные признаки: разнообразная косая слоистость, знаки ряби волнений и течений и т. п., позволяющие проводить литолого-фациальный анализ этих толщ и восстанавливать их фациальную природу.

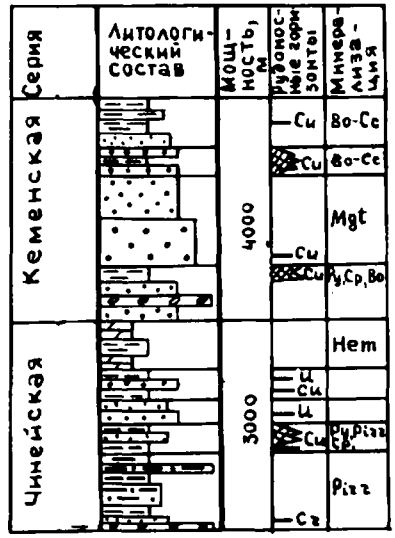
Комплекс Гурон
(по S.M.Roscoe, 1969)



Комплекс Витватерсранд
(по D.A. Pretorius, 1974)



Удоканский комплекс
Cu (Ag, U, Fe, МПГ)



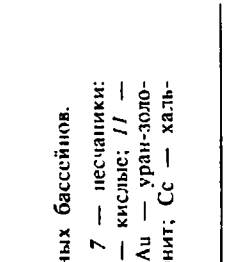


Рис. IV.1. Состав и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов нижнепротерозойских эпикратонных бассейнов.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — аргиллиты; *4* — сланцы; *5* — алевролиты; *6* — алевропесчаники; *7* — песчаники: *а* — мелкозернистые, *б* — средне-крупнозернистые; *8* — конгломераты; *9—10* — эффузивы: *9* — основные, *10* — кислые; *11* — углеродистые сланцы. *Рудоносные горизонты:* Cu — медоносные; U — урановые, Au — золотоносные, U, Au — уран-золотоносные, Cr — хромоносные. *Минерализация:* Py — пирит; Pirr — пирротин; Cp — халькопирит; Bo — борнит; Cc — халькозин; Hem — гематит; Mgt — магнетит.

По этим, а также по петрохимическим и геохимическим признакам установлено, что отложения нижней части рудоносного удоканского комплекса накапливались в бассейновой обстановке в восстановительных условиях, а верхней части — в субаэральных окислительных прибрежного мелководья, подводной дельты и озерно-аллювиальной равнины и имели первично красноцветную окраску.

Формирование отложений комплекса Витватерсранд происходило в обстановке эпиконтинентального бассейна, периодически сменявшейся субаэральными условиями, при активной роли речных водотоков на фоне контрастных блоковых движений. Красноцветные породы отмечаются в резко подчиненном количестве.

Сходную литолого-фациальную природу имеют отложения комплекса Гурон, в котором, так же как в удоканском, верхняя часть — серия Кобальт — сложена существенно красноцветными породами; в средней части отмечаются признаки эвапоритового седиментогенеза. Часть пачек конгломератов в его разрезе трактуется как тиллиты.

Можно констатировать, что эволюция рифтогенных бассейнов имеет регрессивную направленность, что обусловливает трансформацию собственно рифтовых прогибов в надрифтовые депрессии, заполнявшиеся осадками аллювиально-дельтовых равнин. Для всех бассейнов этой группы характерна активная гидродинамическая обстановка осадконакопления, что способствовало интенсивной физической дезинтеграции терригенного материала, поступавшего из близрасположенных областей денудации, и обогащению захоронявшихся осадков тяжелым шлихом.

Судя по составу обломочного материала, акцессорным минералам, петрохимическим и геохимическим особенностям, источником значительной части поступавшего в бассейны материала являлись породы зеленокаменных трогов. Преобладание в рудоносных комплексах химически незрелых, слабодифференцированных глинисто-терригенных отложений обусловливает наследование ими геохимической и химической специализации денудируемых образований.

Рудоносность отдельных рифтогенных бассейнов характеризуется четко проявленной индивидуальностью. Так, в рифтогенных бассейнах Чаро-Олёкминского кратона (рис. IV.2) профилирующим является медное и серебро-медное оруденение с примесью золота и платиноидов. В нижних частях комплексов Угуйского и Нижнеханинского эпикратонных прогибов отмечаются проявления хромовой минерализации [359, 361]. В Кодарском и Удоканском прогибах в средней и верхней частях нижнего формационного ритма известны урановосные горизонты, а на отдельных участках в качестве самостоятельных рудных объектов

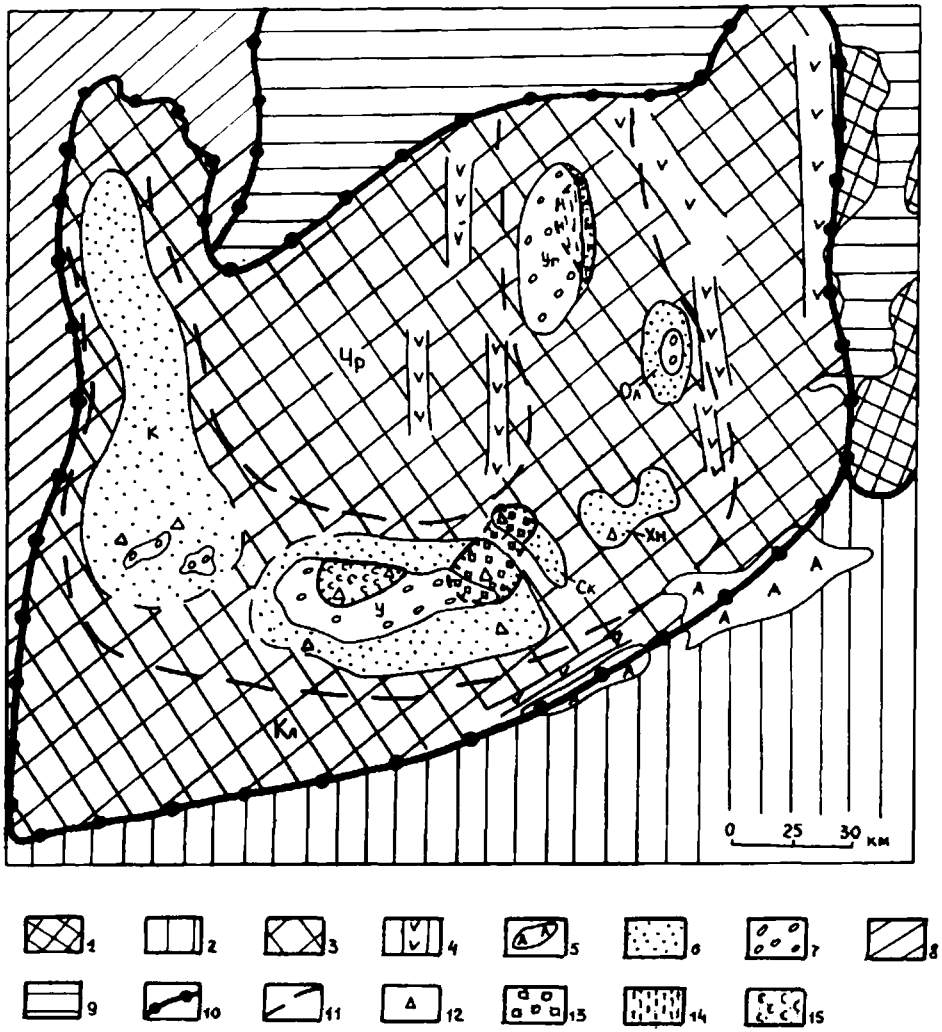


Рис. IV.2. Схема размещения нижнепротерозойских эпикратонных прогибов Олёкмо-Витимского пояса в структурах Чаро-Олёкминского кратона [361].

1 — Алданский щит; *2* — Становой блок; *3—7* — Чаро-Олёкминский кратон: *3* — структуры Чарского (*Чр*) и Каларского (*Кл*) выступов архейского цоколя, *4* — зеленокаменные троги (AR_2), *5* — массивы анортозитов (AR_1), *6* — чинейская серия и ее аналоги (PR_1^1), *7* — кеменская серия и ее аналоги (PR_1^2); *8* — Байкальская складчатая область; *9* — плитный чехол Сибирской платформы; *10* — межблоковые границы; *11* — контуры Витимо-Олёкминского пояса эпикратонных прогибов; *12* — стратиформные месторождения и рудопроявления меди; *13—15* — рудные районы со стратиформным серебро-медным оруденением: *13* — Икабия-Читкандинский, *14* — Восточно-Угуйский, *15* — Наминганский. *Эпикратонные прогибы* (PR_1): *К* — Кодарский, *У* — Удоканский, *Ск* — Сакунский, *Хн* — Нижнеханинский, *Ол* — Олдонгсинский, *Уг* — Угуйский.

могут рассматриваться линзы магнетитсодержащих песчаников. В низах разреза Угуйского бассейна встречаются маломощные слои джеспелитоподобных гематит-кремнистых пород (рис. IV.3).

Медное и серебро-медное оруденение отмечается по всему разрезу рудоносного удоканского комплекса и его аналогов.

В нижнем ритме рудоносных комплексов всех прогибов Чаро-Олёкминского кратона фиксируются горизонты с серебро-медным оруденением. Они представлены отдельными, относительно хорошо выдержанными по площади, маломощными (1—5 м, редко более) пластами карбонатно-глинистых и алевритово-песчаных пород с повышенными содержаниями меди (до 1—2 %) и серебра (от 50—150 г/т до 0,1—0,3 %). Минерализация представлена пирит- или пирротин-халькопиритовой ассоциациями, реже встречается борнит-халькозиновое оруденение. Серебро входит в состав сульфидов или образует самостоятельные минералы. Кроме серебра в рудах этих горизонтов отмечается повышенное содержание свинца, кобальта, иногда молибдена (до 0,5 %), встречаются мышьяк и висмут.

Изотопный состав сульфидной серы руд месторождений этого уровня характеризуется относительной однородностью при заметном преобладании тяжелого изотопа (δS^{34} = 1,0 ÷ 6 ‰).

Наиболее продуктивен верхний ритм удоканского комплекса. Именно в его терригенных формациях локализуются известное Удоканское месторождение медистых песчаников, а также ряд других проявлений в Удоканском, Нижнеханинском и Угуйском прогибах.

Удоканское месторождение представлено крупной (мощностью до 330 м) линзой дельтовых песчаников, имеющей сложное многоярусное строение, обусловленное проявлением ритмичности осадконакопления. Руды вкрапленные, преимущественно борнит-халькозиновые и борнит-халькопиритовые, подчиненное значение имеют пирит-халькопиритовые руды. Пиритовая минерализация проявлена слабо. В значительных количествах в рудах присутствует кластогенный и аутигенный магнетит, в той или иной степени замещенный гематитом. Особенности строения рудоносной линзы предопределяют сложную морфологию и параметры рудных тел месторождения, имеющих линзо-, ленто- и пластообразную форму. Они кулисообразно смещаются вверх по разрезу в юго-западном направлении. Одновременно с выклиниванием рудоносной линзы уменьшается мощность и наблюдается выклинивание рудных тел. Изотопный состав сульфидной серы Удоканского месторождения характеризуется большой дисперсией δS^{34} = —21,3 ÷ 13,5 ‰, при преобладании серы, обогащенной легким изотопом. В рудах содержатся серебро (10 г/т), в небольших количествах золото и платиноиды.

Большинством исследователей Удоканское и другие месторождения меди Чаро-Олёкминского кратона относятся к стратиформной группе [235, 339]. В его формировании выделяются син-диагенетическая, эпигенетическая, метаморфическая и гипергенная стадии, значение которых оценивают по-разному. В син-диагенетическую стадию возникали повышенные концентрации меди в определенных литолого-фациальных типах отложений. Допускается возможность терригенного происхождения части сульфидов [358, 360]. Ведущая роль в образовании промышленных руд отводится эпигенетическим процессам, протекавшим в Удоканском и других палеоартезианских бассейнах [37].

В целом в рудоносных комплексах бассейнов Чаро-Олёкминского кратона в соответствии с изменением литогеодинамической обстановки фиксируется смена снизу вверх по разрезу нижних хромитоносных горизонтов сульфидоносными пирит-пирротиновыми и серебро-меденосными, выше их или близко с ними локализуются урановосные горизонты. В верхнем

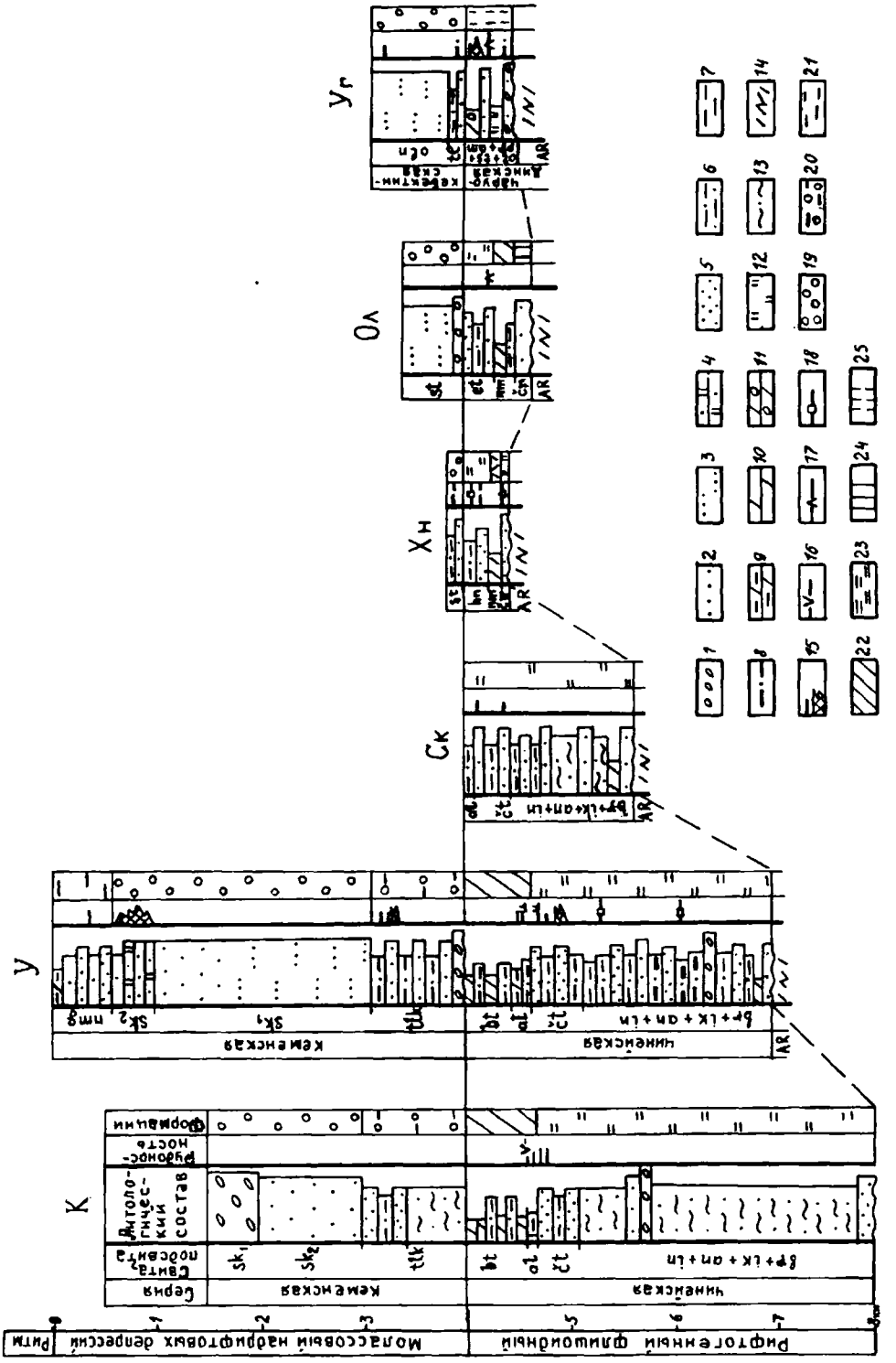

Ритм
Мелассовый надрифтовых депрессий
Рифтогенный флишоидный
Серия
Свита подсвита
Литологический состав
Рудоносность
Формации
Кемеская
Чинейская
Ск
Хн
Ол
Уг
У
К

Рис. IV.3. Схема сопоставления нижнепротерозойских эпикратонных комплексов Олёкмо-Витимского пояса [361].

1 — конгломераты и гравелиты; *2—4* — песчаники: *2* — олигомиктовые и мономиктовые, *3* — полимиктовые, *4* — силицитовистые; *5* — алевропесчаники; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — углеродистые алевролиты; *9* — мергели; *10* — доломиты и известняки; *11* — железисто-кремнисто-карбонатные брекчии; *12* — кремнистые породы; *13* — слюдистые сланцы; *14* — кристаллические породы архея; *15* — медеиосные горизонты; *16* — урановосные горизонты; *17* — хромовое оруденение; *18* — пирит-пирротиновые горизонты; *19—25* — формации: *19* — конгломерато-песчаниковая красноцветная молассовая, *20* — алевролито-песчаниковая среднеритмичная, *21* — аргиллито-алевролитовая тонкоритмичная, *22* — доломито-алевролитовая, *23* — алевролито-алевропесчаниковая тонко-среднеритмичная флишоидная, *24* — кварцитовая, *25* — кремнисто-доломито-песчаниковая пестроцветная. Названия прогибов — см. рис. IV.2. *Свиты и подсвиты: br* — боруряхская; *ik* — икабийская, *an* — аянская; *in* — инырская; *čt* — читкандинская, *al* — александровская, *bt* — бутунская, *tlk* — талаканская, sk_1 — сакуканская, нижняя подсвита, sk_2 — сакуканская, верхняя подсвита, *nmg* — намингинская, *čr* — чароудоканская, *nm* — намсалинская, *hn* — хапинская, *et* — этыркэнская, *st* — станнахская, *ol* — олонгиитская, *ts* — туостайская, *pr* — правдинская, *am* — амнунинская, *tl* — телиэрская, *oln* — олонокоиская.

ритме появляются сначала серебро-медеиосные горизонты, а затем меденосные с примесью серебра, золота и платиноидов.

Располагающийся на Каапвальском кратоне бассейн Витватерсранд (ЮАР) широко известен уникальными месторождениями золота, сопровождающимися урановым оруденением [477, 491]. Можно подчеркнуть следующие особенности распределения уран-золотого оруденения в выполняющих прогиб толщах:

1) уран-золоторудные горизонты отмечаются по всему разрезу эпикратонного комплекса. Урансодержащие горизонты тяготеют к нижней части серии Витватерсранд. Основные золоторудные залежи располагаются стратиграфически выше, локализуясь преимущественно в нижней части верхней подсерии серии Витватерсранд;

2) в распределении уран-золоторудной и золоторудной минерализации установлен четко выраженный литолого-фациальный и палеотектонический контроль. Первый выражается в тяготении основной массы минерализации к ритмично построенным линзам грубообломочных пород с прослоями аргиллитов, в том числе углеродистых, выделяемых в качестве аллювиально-дельтовых конусов выноса — «фанов». Палеотектонический контроль проявляется в тяготении рудоносных линз — золоторудных полей — к склонам палеоподнятий, фиксируемым по изопахитам рудоносных толщ. Так, все золоторудные поля верхней подсерии Витватерсранд контролируются участками между изопахитами 750—2250 м. Все рудоносные линзы располагаются между и вблизи конседиментационных палеоподнятий (рис. IV.4);

3) наблюдается миграция золоторудных полей снизу вверх по разрезу рудовмещающего комплекса от бортов бассейна в его внутренние части. Происходит кулисообразное смещение рудных залежей от нижних горизонтов к верхним в глубь бассейна;

4) рудовмещающие породы интенсивно пиритизированы, при этом часть пирита имеет характер фрамбоидального. Изотопный состав сульфидной серы, как и в нижних частях эпикратонных комплексов Витимо-Олёкминского пояса, гомогенный, и содержание $\delta S^{34} = 1 \div 5$ ‰;

5) часть золота, урановых минералов — браннерита, уранинита, тухолита и др., — так же как и часть пиритов, по всем признакам имеет обломочный характер;

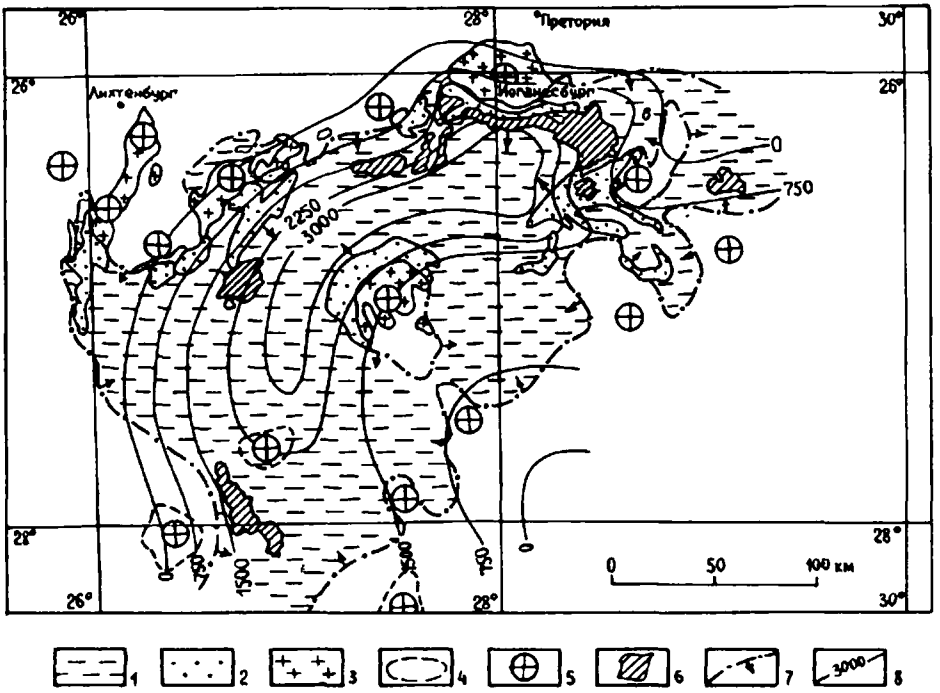


Рис. IV.4. Схема строения бассейна Витватерсранд [491].

1—2 — площади развития образований серии Витватерсранд: *1* — перекрытые молодыми отложениями, *2* — выходящие на поверхность; *3—4* — гранитные купола основания: *3* — выходящие на поверхность, *4* — перекрытые молодыми отложениями; *5* — центры гранитных куполов основания; *6* — отрабатываемые золоторудные поля; *7* — границы распространения пород серии Витватерсранд; *8* — изопахиты верхнего отдела серии Витватерсранд.

6) рудоносные горизонты в заметных количествах содержат серебро, платиноиды, кобальт, никель, хром, иногда медь и свинец;

7) в распределении оруденения в разрезе серии Витватерсранд фиксируется смена уран-золоторудного оруденения золоторудным.

Приведенные особенности дают основание отнести золотое и сопутствующее оруденение бассейна Витватерсранд к осадочному механогенному типу [477, 491], хотя имеются точки зрения и об эндогенной гидротермальной его природе. По данным А. Д. Щеглова [395], в рифтовом бассейне Витватерсранд наблюдается совмещение россыпного урана с платиноидами и алмазами и осадочно-гидротермального золотого оруденения.

В бассейне Гурон известны месторождения золото-урановых руд, локализующиеся в нижней части рудоносного комплекса, в верхах серии Эллиот-Лейк. В красноцветах верхней серии Кобальт известны мелкие проявления медной минерализации. В распределении золото-урановой минерализации здесь, так же как в прогибе Витватерсранд, устанавливается литолого-формационный и палеотектонический контроль [495].

В бассейне Кивино, трассирующем рифтовую систему Мидконтинента [483] и характеризующемся на раннем этапе развития интенсивным проявлением вулканической деятельности, сосредоточены крупные месторождения самородной меди типа Верхнего Озера и медистых сланцев Уайт-Пайн (рис. IV.5). Первые локализуются в миндалекаменных базальтах и кон-

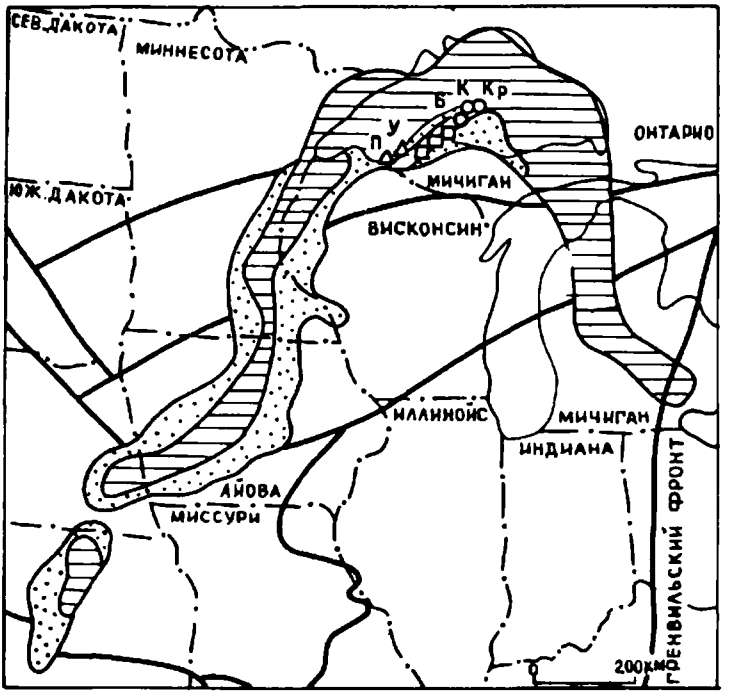


Рис. IV.5. Вулканогенно-осадочные и осадочные бассейны рифтовой системы Мидконтинента ([483], с дополнениями).

1—2 — бассейны: *1* — вулканогенные, *2* — осадочные; *3—5* — месторождения меди: *3* — типа медистых сланцев (*П* — Преск-Айл, *У* — Уайт-Пайн), *4* — сульфидные в вулканических породах, *5* — самородной меди в вулканических породах (*Б* — Болтик, *К* — Калюмет-Хекла, *Кр* — Кирсарж).

гломератах мощной (до 9 км) серии Портедж-Лейк среднего кивино, вторые — в пачке сланцев Нонсач в средней части красноцветной конгломерато-песчано-сланцевой толщи верхнего кивино.

Медное оруденение в конгломерато-вулканогенной серии Портедж-Лейк развито по всему разрезу, образует многочисленные согласные залежи, приуроченные к кровле лавовых покровов или к пластам конгломератов. Минерализация представлена почти исключительно самородной медью. В небольших количествах присутствует серебро. Происхождение медного оруденения, по одним представлениям, имеет гидротермальную магматогенную природу [420], по другим — гидрогенную, за счет выщелачивания меди отжимающимися подогретыми водами из основных пород лавовых покровов, переноса и отложения ее по восстанию пластов при резком дефиците серы в приповерхностных участках [299].

В терригенной толще верхнего кивино горизонт медистых сланцев представлен пластом темно-серых алевролитов и глинистых сланцев мощностью 0,3—7,5 м и площадью несколько квадратных километров. Он входит в состав сероцветных песчано-глинистых мелководных бассейновых отложений формации Нонсач мощностью до 200 м, подстилающейся озер-

но-аллювиальными, в том числе предгорных конусов выноса, красноцветными песчаниками и конгломератами формации Коппер-Харбор мощностью 100—1500 м, и перекрываемой аллювиальными красноцветными песчаниками формации Фреда мощностью более 800 м [209].

Рудная минерализация представлена преимущественно халькозином с примесью самородного серебра. В нижних частях рудоносной пачки в заметных количествах присутствует самородная медь, в верхней начинают преобладать борнит и халькопирит. Непосредственно над медной зоной развита интенсивная пиритизация, встречаются вкрапленность гринокита, а в жилах сфалерит, гринокит, редкоземельные минералы (бастнезит, синхизит). Оруденение выклинивается при появлении красноцветной окраски рудовмещающих пород.

Формирование медного оруденения происходило до деформации рудоносной толщи, почти синхронно с накоплением отложений [209, 417]. Обсуждаются варианты как сингенетической, так и эпигенетической природы минерализации. Во втором случае предполагается, что в бассейне Кивино могла функционировать единая палеоартезианская система.

К рассматриваемой группе с определенной долей условности могут быть отнесены протерозойские бассейны Гренландско-Канадского (Атабаска и др.) и Северо-Австралийского (Мак-Артур и др.) щитов, в которых установлены крупные, богатые месторождения урана, иногда с золотом, никелем, медью, кобальтом, мышьяком, получившие название «месторождения типа несогласия». Отличительной чертой этих месторождений является, что они несут признаки как гипергенных инфильтрационных процессов, так и относительно высокотемпературных метасоматических [183]. Месторождения этого типа приурочены к поверхностям раздела между протерозойскими осадочными комплексами и архей-нижнепротерозойским гранито-гнейсовым фундаментом. При этом рудная минерализация развивается в породах как осадочных, над поверхностью несогласия, так и фундамента, непосредственно под поверхностью несогласия, тяготея к сквозным долгоживущим разломам. Фиксируется несколько этапов минерализации, оторванных друг от друга по времени.

Так, в бассейне Атабаска выделяются три этапа рудообразования: первый в возрастном интервале 1350—1250 млн лет, проявившийся несколько позже накопления рудовмещающих терригенных отложений; второй в интервале 1100—1050 млн лет, отвечающий времени внедрения даек диабаза; третий в интервале 300—250 млн лет, совпадающий с активным поднятием, выведением на поверхность и эрозией древних рудоносных структур [450].

Существуют различные точки зрения на происхождение месторождений «типа несогласия» [230]. При любом подходе к трактовке природы подобных месторождений нельзя не учитывать, что их формирование тесно связано с развитием контролирующих их локализацию осадочных бассейнов, начиная от стадии заложения до стадии воздымания и превращения в консолидированные анастабильные блоки. В связи с этим определенная часть месторождений «типа несогласия», по-видимому, может включаться в группу стратиформных.

Месторождения «типа несогласия» могут рассматриваться как характерные рудные объекты для древних рифтогенных бассейнов, выполненных красноцветными терригенными субконтинентальными отложениями. Возникновение бассейнов этого типа знаменует деструкцию образовавшихся в архее — раннем протерозое континентальных плит

и формирование так называемого переходного яруса или протоплатформенных прогибов, залегающих под более молодыми отложениями, слагающими плитные чехлы.

На территории России рифтогенные эпикратонные прогибы выделяются на Алдано-Становом и Балтийском щитах, но оруденение, относимое в достаточной степени условно к «типу несогласия», пока установлено только в Онежском бассейне [32]. Этот бассейн расположен в южной части Карельского кратона Балтийского щита. В современном эрозионном срезе он имеет характерную для подобных бассейнов овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении на 130 при ширине до 100—110 км. Бассейн выполнен мощной (до 5 км) вулканогенно-терригенной толщей протерозойского возраста. В составе толщи преобладают конгломераты и песчаники, в нижней части красноцветные. В средней части отмечаются горизонты и линзы карбонатных пород. Встречаются пачки вулканогенных пород основного состава. Породы онежского комплекса прорваны протерозойскими дайками габброидов.

Уран-золото-платино-ванадиевое оруденение (Среднепадминское, Космозерское, Царевское месторождения) приурочено к зоне контакта туломозерской и заонежской свит на участках складчато-разрывных дислокаций. Эти участки контролируют бо́льшую часть ванадий-урановой минерализации, сопровождающейся повышенными содержаниями платины, палладия, серебра, золота, молибдена, меди, висмута, селена. Промышленное оруденение имеет, несомненно, эпигенетический характер. Вопрос о принадлежности его к стратиформной группе будет решаться по мере появления данных о локальных и региональных рудоконтролирующих факторах.

Особым типом рудоносных рифтогенных бассейнов является бассейн Олимпик-Дам Южной Австралии, заключающий одноименное уникальное золото-урановo-медное месторождение [495]. В его строении участвуют разнообразные по происхождению брекчии, магматические и осадочные породы среднего протерозоя. Рудная минерализация, представленная преимущественно сульфидами меди, отмечается во всех разновидностях пород, образуя мощную (до 350 м) пологозалегающую залежь. Возраст оруденения моложе самых поздних интрузивных образований фундамента (1580 млн лет) и древнее перекрывающего платформенного чехла (1400 млн лет), т. е. формирование оруденения происходило близко одновременно с накоплением вулканогенно-осадочных вмещающих пород [495]. Вероятно, процессы рудообразования были связаны с активной вулканической деятельностью, обусловленной возникновением рифтогенной структуры и подъемом геотермального фронта.

Заканчивая рассмотрение группы терригенных рифтогенных внутриконтинентальных РОБ, отметим присущие им некоторые общие характерные особенности. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что бо́льшая часть (если не все) бассейнов этой группы, заключающих крупные стратиформные рудные месторождения, имеет докембрийский (довендский) возраст. Фанерозойские бассейны лишь иногда содержат небольшие по масштабам проявления редкометальной и золотой минерализации [395], тесно связанной с эпитермальными месторождениями, как, например, это имеет место в рассеянных рифтах балейского типа в Восточном Забайкалье. Докембрийские рифтогенные бассейны закладывались на только что возникших континентальных блоках, консолидированных после формирования зеленокаменных поясов. По су-

ществу, это были первые седиментогенные структуры, образовавшиеся, как отмечается многими исследователями, в условиях существенно углекислой атмосферы, резкого превалирования процессов физического выветривания и только начинавшегося карбонатообразования. Если учесть к тому же, что все палеозойские осадки прошли несколько циклов эрозии и отложения, а терригенный материал докембрийских бассейнов являлся в этом ряду первым [312], то становится более понятной причина унаследованности химической и геохимической, а также и рудной специализации докембрийскими терригенными толщами от денудируемых блоков. В этом же, вероятно, кроется одна из причин их повышенной рудной продуктивности.

Докембрийские терригенные и вулканогенно-терригенные рифтогенные бассейны характеризуются четко выраженной уран-медно-золотой металлогенической специализацией. Намечаются следующие типы и подтипы рудоносных бассейнов: уран-золоторудный с серебром, платиноидами, проявлениями железа (Витватерсранд); урановый с золотом (Гурон); урановый с ванадием, никелем, кобальтом, молибденом, платиноидами, золотом (Атабаска, Онежский); уран-серебро-медный с золотом и платиноидами (Удоканский); серебро-медный (Кивино).

Рудные образования в рассматриваемых бассейнах весьма разнообразны по происхождению, они трактуются как механогенные, эпигенетические, гидротермальные, гипергенные. Геохимический спектр рудных элементов может служить указанием на их существенно мантийный источник.

IV.1.2.1.2. Карбонатно-терригенные бассейны (Cu, Ag, Co, Pb, Zn, МПГ)

Рифтогенные РОБ с карбонатно-терригенным выполнением известны с вендского периода. Они формируются как на докембрийских плитах, так и на блоках континентальной коры, возникших в ходе каледонского и герцинского орогенеза.

Нижние части рудоносных комплексов этих бассейнов представлены индикаторными для рифтовой стадии субаэральными красноцветными незрелыми терригенными формациями, нередко с пачками основных вулканитов, а также эвапоритов [517]. Выше они сменяются глинисто-карбонатными с эвапоритами отложениями ингрессирующих бассейнов, фиксирующих стадию погружения и развития надрифтовых депрессий над остывающими термальными куполами. В ряде бассейнов такая смена режимов может фиксироваться дважды [457]. Более широкое развитие карбонатных и эвапоритовых формаций в бассейнах этого типа (в сравнении с терригенными рифтогенными бассейнами), возможно, объясняется не только отличиями в геодинамических и палеогеографических условиях их формирования, но и возрастным фактором.

Бассейны этой группы и соответствующие им структурно-формационные комплексы и структурные этажи могут трактоваться как квазиплатформенные, позднеорогенные, платформенные, авлакогены. С учетом характера формационного выполнения и структурной позиции эти бассейны рассматриваются нами как рифтогенные внутриконтинентальные, с чем, по-видимому, связаны специфические черты их рудоносности и металлогенической специализации.

В карбонатно-терригенных формациях внутриплитных рифтогенных бассейнов заключены важные в практическом отношении стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов, солей, углей, а также скопления углеводородов. К этой группе бассейнов могут быть отнесены: Катанга-Замбийский позднедокембрийский с серебро-медными, серебро-кобальт-медными с платиноидами и урановыми месторождениями; Нижнесилезский позднепалеозойский — раннемезозойский с месторождениями меди с серебром, платиноидами, кобальтом, свинцом и цинком; Джезказган-Сарысуйский верхнепалеозойский с месторождениями меди со свинцом, цинком, серебром, кобальтом, рением; Днепрово-Донецкий с месторождениями ртути с полиметаллами, солей, углей, нефти и газа — и ряд других подобных седиментогенных структур. Внутриплитное положение бассейнов определяет слабую трансформацию и хорошую сохранность заключенных в них месторождений.

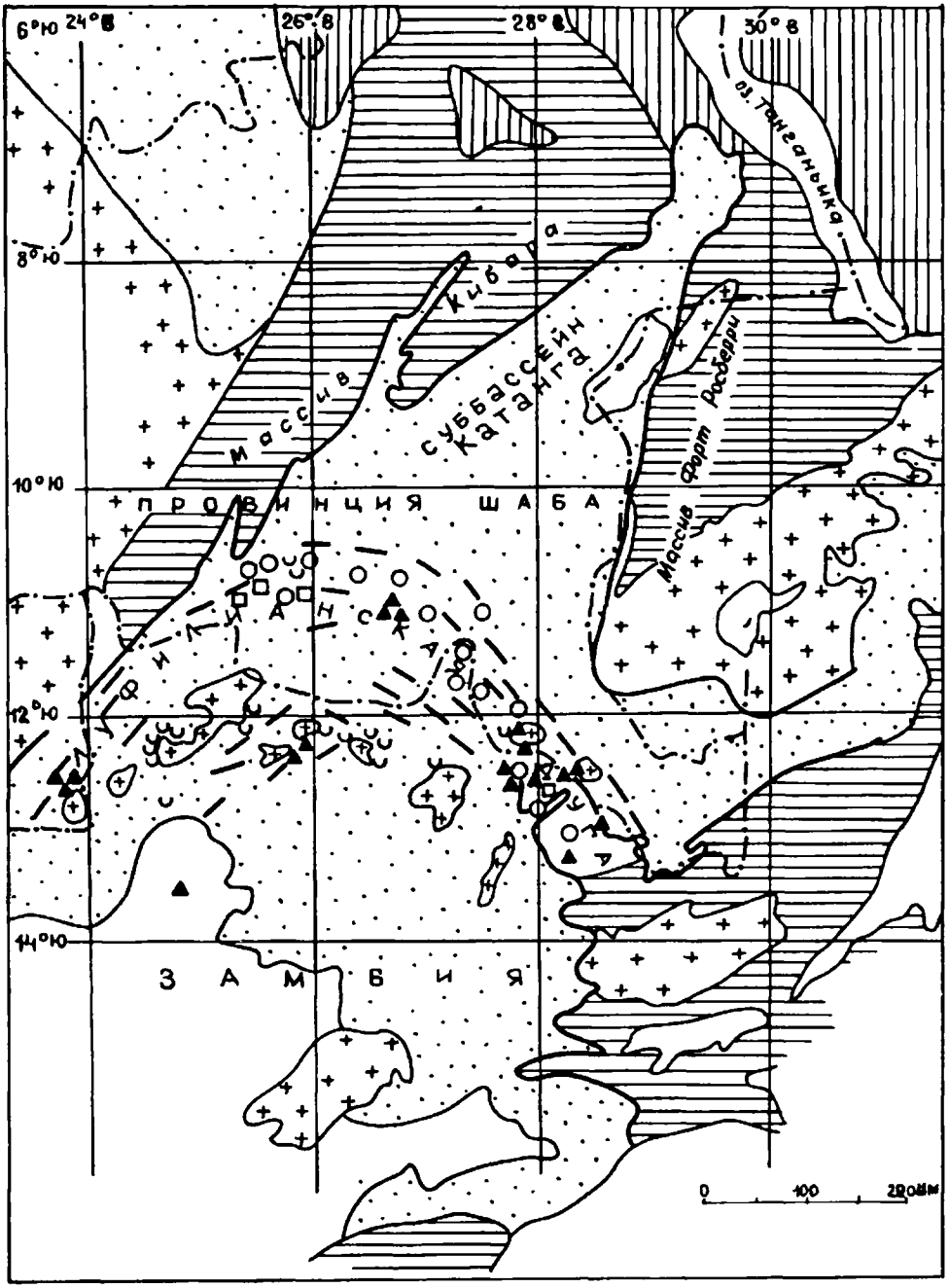
По особенностям развития, выполнения и металлогенической специализации в этой группе бассейнов можно выделить два основных типа: карбонатно-терригенные, нередко с эвапоритами, пестроцветные субмаринно-субаэральные со свинцово-цинково-кобальт-серебро-медной специализацией и карбонатно-терригенные сероцветные субаэрально-субмаринные угленосные и соленосные с полиметаллическо-ртутной специализацией.

Для рудоносных комплексов бассейнов первого типа характерно ритмичное строение, сочетание субаэральных терригенных формаций с глинисто-карбонатными, часто обогащенными ОВ, субмаринными формациями и эвапоритовыми образованиями. Стратиформные рудные залежи обычно локализуются в переходных зонах от красноцветных формаций к сероцветным.

Одним из наиболее известных и экономически важных рудоносных бассейнов данного типа являются Катанга-Замбийский с его серебро-медными, серебро-кобальт-медными, уран-кобальт-медными, урановыми месторождениями (рис. IV.6), группирующимися в Катанга-Замбийский медный пояс.

Катанга-Замбийский бассейн. Заложился как рифтовый на консолидированном в предсреднерифейское время архейско-протерозойском континентальном блоке Центральной Африки [408, 409]. На ранней рифтовой стадии возникшие депрессии заполнялись осадками аллювиальных конусов, аллювиально-эоловых равнин и эвапоритовых соленых озер (нижняя часть серии Роан), выклинивающихся над выступами фундамента [439]. В северной части бассейна осадконакопление происходило синхронно с проявлением бимодального вулканизма [468]. В результате дальнейшего общего термального погружения образовался довольно обширный бассейн, в котором накапливались глинистые, алевритистые, песчаные, карбонатные и сульфатные осадки вышележащих частей серии Роан. В позднекатангское время в бассейне формировались красноцветные и пестроцветные субконтинентальные и сероцветные морские карбонатно-терригенные отложения серии Кунделунгу.

Рудоносные горизонты встречаются по всему разрезу комплекса Катанга, но подавляющая часть промышленных рудных скоплений сосредоточена в нижней части серии Роан. Рудная пачка мощностью 150—200 м охватывает интервал разреза, переходный от нижней терригенной толщи к верхней карбонатно-терригенной. Рудовмещающие породы представлены известковистыми песчаниками, сланцами, аргиллитами, доломитами.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

По составу основных рудных компонентов месторождения Медного пояса подразделяются на медные, медно-кобальтовые, медно-кобальт-никелевые, медно-кобальт-урановые, урановые [519]; на многих важное значение имеет серебро, на некоторых — золото, платина, палладий, цинк, свинец, германий, кадмий, ванадий, молибден, рений, теллур, селен.

Основные рудные минералы представлены сульфидами меди, железа, кобальта. На ряде месторождений интенсивно развита зона окисления. Преобладают пластообразные тела вкрапленных руд, хотя почти повсеместно отмечаются проявления жильной минерализации.

Рудоносные отложения развиты по северо-восточной периферии Катанга-Замбийского бассейна, контролируясь суббассейном Катанга, отделившимся барьером из серии внутренних поднятий фундамента (рис. IV.6). Впоследствии, при проявлении катангской (байкальской) орогении, этот барьер обусловил возникновение дугообразной зоны складчато-надвиговых дислокаций, которая и выделяется в современных структурах как Медный пояс [504].

В размещении месторождений наряду со стратиграфическим четко проявлены палеотектонический и литолого-фациальный контроль. Рудные тела контролируются склонами конседиментационных палеоподнятий и локальными депрессиями на палеоподнятиях. Связь оруденения с палеоподнятиями подчеркивается проявлением минеральной зональности. К палеоподнятиям примыкают зоны пирит-халькопиритовой минерализации, замещающиеся в глубь палеодепрессий борнит-халькозиновыми зонами. Отмечается и вертикальная зональность оруденения, выраженная в появлении над кобальт-медными горизонтами серии Роан свинцово-цинковых проявлений в карбонатных породах серии Кунделунгу. Рудоносные площади располагаются вблизи береговой линии, образуя полосу северо-западного простирания [210].

На происхождение месторождений Медного пояса Катанга-Замбийского бассейна существуют различные точки зрения [66]. На ранних этапах изучения они трактовались как гидротермальные, позднее — как осадочные седиментационные [210, 441 и др.] или диагенетические [414, 521]. В последнее время активно обосновывается эпигенетическое (гидрогенное) происхождение оруденения в результате подъема по проницаемым пластам и зонам рассолов, обогащенных рудными элементами, из внутренних частей бассейна [99, 457] или глубинных рудоносных флюидов и разгрузки их в прибортовых частях бассейна в зоне лагунного мелководья [409]. Следует подчеркнуть, что подавляющая часть исследователей, рассматривая генезис оруденения, признает, что его локализация определяется особенностями формирования, структуры и строения Катанга-Замбийского бассейна. Именно это дает основание относить месторождения Медного пояса к группе стратиформных.

Во многом сходен с Катанга-Замбийским более молодой по возрасту Южно-Пермский бассейн Центральной Европы, в южной части которого имеется серия давно известных (Мансфельд и др.) и открытых в конце

Рис. IV.6. Схема строения Катанга-Замбийского бассейна [504, 519].

1 — посткатангский чехол; *2* — комплекс Катанга (PR_3); *3—5* — докатангские образования: *3* — кибарийские формации (PR_2); *4* — нижнепротерозойские породы, *5* — выступы основания, докатангские граниты; *6* — структурные линии; *7—10* — стратиформные месторождения: *7* — медно-кобальтовые, *8* — медные, *9* — медно-кобальт-урановые, *10* — урановые.

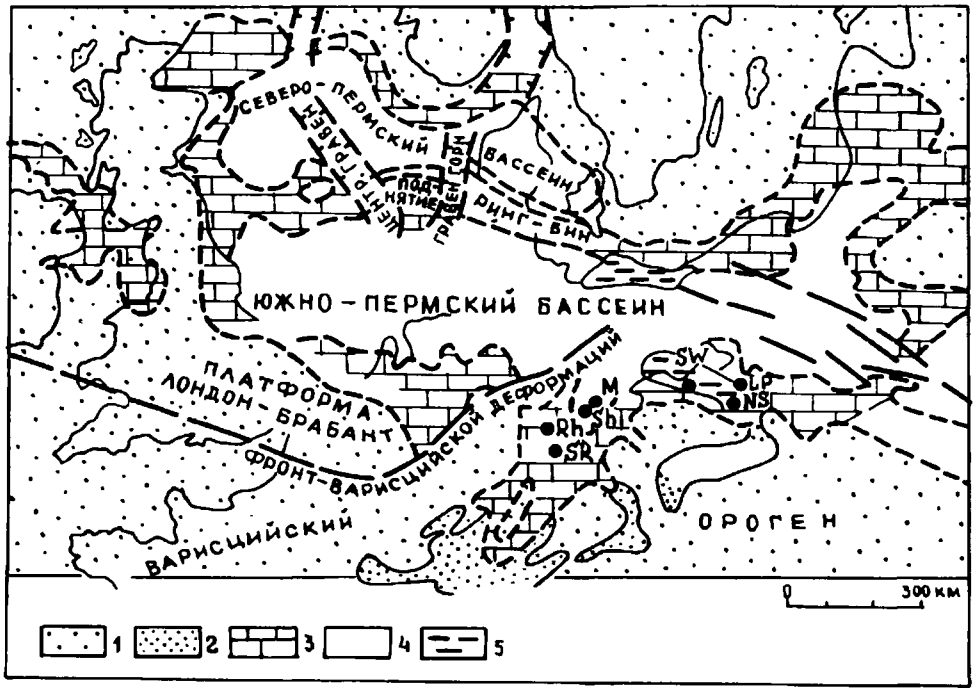


Рис. IV.7. Схема распространения фаций раннего цехштейна [504].

1 — области размыва; *2* — наземные отложения; *3—4* — морские отложения: *3* — мелководные, *4* — глубоководные; *5* — «роте фойле» (rote fäule). *Медные месторождения: SR* — Спессарт-Рён; *Rh* — Рихельсдорф; *Sh* — Зангерхаузен; *M* — Мансфельд; *SW* — Шпремберг-Вайсвассер; *NS* — Северо-Судетская группа (Конрад, Лена, Нова-Костел); *LP* — Любин—Полковицы.

50-х годов уникальных месторождений Нижней Силезии в Польше (рис. IV.7).

Южно-Пермский бассейн. Возник в раннепермскую эпоху при расколе консолидированной в ходе варисцийской орогенниии крупной континентальной плиты [457, 504]. Рифтовый этап фиксируется по накоплению в локальных депрессиях нижнепермских красноцветных субаэральных терригенных толщ Красного Лежня и по локальным изменениям мощных покровов (до 1000 м и более) базальт-трахилипаритов [498]. В начале поздней перми происходило общее термальное опускание деструктированного основания [457], что привело к быстрому заполнению образовавшейся обширной впадины цехштейновым морем и накоплению здесь мощной (до 2000 м, местами более) толщи глинисто-карбонатно-эвапоритовых отложений. Смена режимов осадконакоплсния ознаменовалась образованием на обширных площадях в южной и западной частях бассейна специфического пласта (мощностью 0,3—2,0 м) углисто-битуминозных известковистых аргиллитов и алевролитов, содержащих в повышенных количествах медь и многие другие рудные компоненты. Этот пласт известен как «медистый сланец». В южной и юго-восточной прибортовых частях цехштейнового моря на отдельных локальных площадях содержание меди в «медистом сланце» достигает промышленных значений. Такие участки оконтуриваются как поля месторождений Мансфельд, Зангерхаузен, Ри-

хельсдорф и другие в Германии, Северо-Судетской группы (Конрад, Лена, Нова-Костел) и Любин—Серошевицы в Польше.

Положение месторождений меди в Южно-Пермском бассейне контролируется отшнурованными внутренними палеоподнятиями, суббассейнами, располагающимися над узкими рифтовыми трогами. Отмечается, что меденосные площади локализуются над ареалом нижнепермских вулканитов [498, 499]. По типу рудовмещающих пород месторождения Южно-Пермского бассейна подразделяются на две группы: собственно медистых сланцев (Мансфельд и др.) и карбонатно-сланцево-песчаниковую (Любин—Серошевицы).

На месторождениях первой группы оруденение почти не выходит за контуры «медистого сланца» и представлено тонкой вкрапленностью, конкреционными стяжениями и просечками пирита, халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина, идаита, галенита, сфалерита, гематита. Основными рудными компонентами являются медь, цинк, свинец. Кроме них практическую ценность представляют серебро, кобальт, никель, скандий, кадмий, рений, таллий, ванадий, молибден, платиноиды.

Месторождения Любин—Серошевицы, обладающие уникальными запасами меди и сопутствующих элементов, отличаются от месторождений первой группы тем, что бóльшая часть оруденения здесь локализуется в песчаниках Белого Лежня, подстилающих цехштейновые отложения, и в карбонатных породах, перекрывающих горизонт «медистого сланца» (рис. IV.8). На месторождениях присутствует и пласт собственно «медистого сланца», но он имеет небольшую мощность (до 1 м) и ограниченное площадное распространение. Среди трех основных разновидностей руд — песчаниковых, карбонатных и сланцевых — сланцевые руды по запасам составляют не более 25 % [235]. Оруденение охватывает стратиграфический интервал мощностью 30—40 м, при мощности рудных тел в одном сечении от 2 до 5—10 м. Минерализация представлена вкрапленностью, пятнистыми скоплениями, гнездами, реже прожилками халькозина, ковеллина и борнита. Вниз по падению, на выклинивании оруденения, появляются халькопиритовые руды. В оруденелых известняках и доломитах в верхней части минерализованного интервала в заметном количестве присутствуют галенит и сфалерит. По набору сопутствующих полезных компонентов руды близки мансфельдским. Значительный интерес представляет наличие платиноидов (платины до 30—370, палладия до 10—120 г/т) в пропластке битуминозных аргиллитов мощностью до 10 см, на контакте Белого Лежня и цехштейна [465].

Отмечаемая связь оруденения с локальными палеоподнятиями, определяемыми по замещению бассейновых отложений субаэральными красноцветными терригенными образованиями «ротс фойле» («rote fäule»), подчеркивается проявлением латеральной минеральной зональности. По мере удаления от выступов «ротс фойле» и увеличения глубины бассейна наблюдается смена гематитовой зоны борнит-халькозиновой и далее халькопирит-пиритовой.

Обсуждение генезиса оруденения в цехштейне Германии и Польши, так же как и для месторождений Катанга-Замбийского бассейна, сосредоточено в основном вокруг син-диагенетической и эпигенетической (гидрогенной) гипотез при различных вариантах поступления рудных элементов: с поверхностным и подземным стоком, с рассолами из глубоких частей бассейна, обогащавшихся рудными элементами за счет выщела-

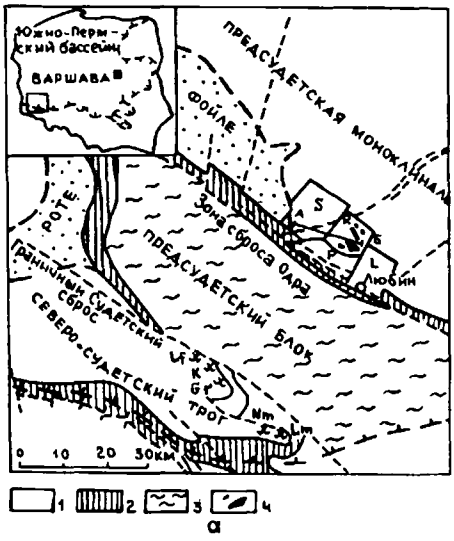
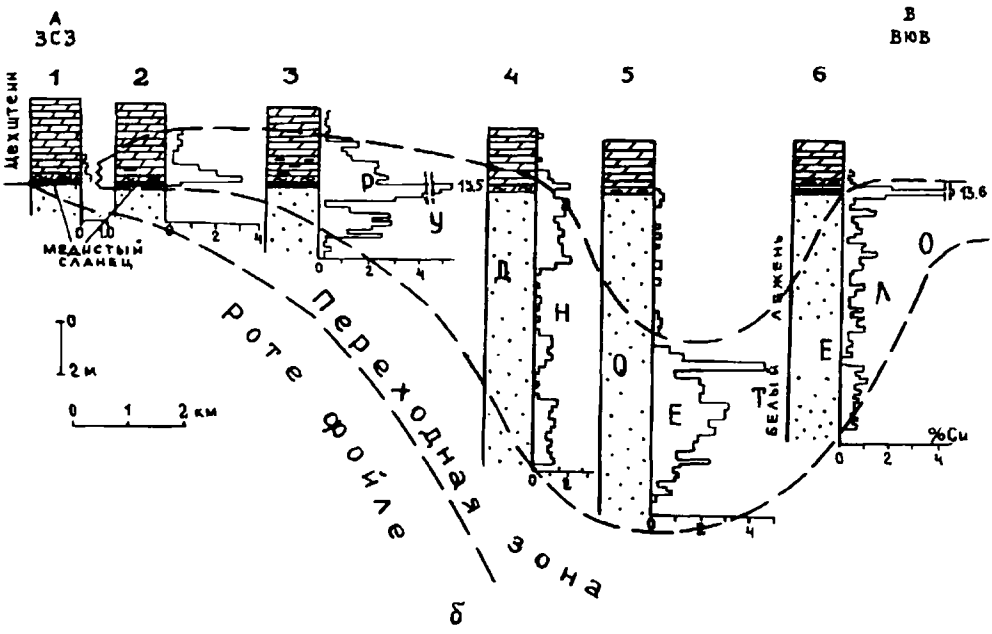


Рис. IV.8. Схема локализации рудного района Любин—Серошевицы (*а*) и положение рудного тела в пермских отложениях рудных полей Серошевицы (*1*, *2*) и Рудна (*3—6*) вдоль профиля *А—Б* (*б*) [530].

1 — постпермские образования; *2* — пермские отложения; *3* — протерозойские породы; *4* — рудные тела мощностью 5 м. *Рудные поля и шахты: S* — Серошевицы; *R* — Рудна; *P* — Полковицы; *L* — Любин; в Северо-Судетском троге: *K* — Конрад, *Lf* — Любихово, *Gr* — Гродзецкое, *Lm* — Лена, *Nm* — Нова-Костел.



б

чивания из красноцветных граувакк Красного Лежня, с флюидами из затухающих вулканических очагов [486, 493, 497, 528 и др.].

Рассматривая модель формирования Южно-Пермского бассейна, Е. Джовет [457] отмечает, что за раннепермским рифтингом и позднепермским термальным погружением следует в триасе повторное проявление рифтинга, с которым связано накопление осадков Бундзандштейна (рис. IV.9).

Подобная ситуация проявляется при формировании средне-позднепалеозойского Джезказган-Сарысуйского рудоносного бассейна в Казахстане.

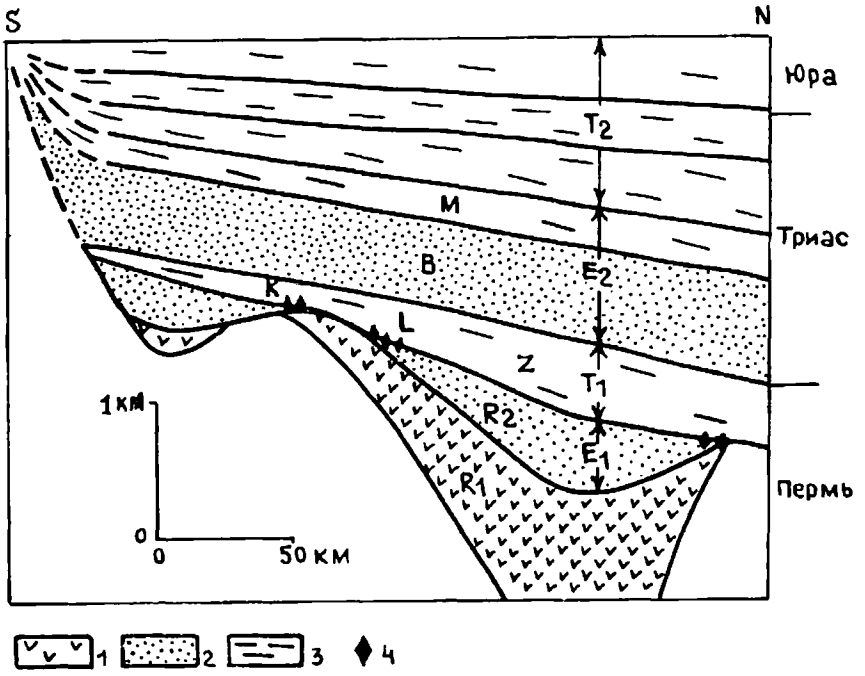


Рис. IV.9. Палеогеологический разрез юго-восточной части Южно-Пермского бассейна (Юго-Западная Польша) [457].

1 — бимодальные вулканиты; *2* — красноцветные терригенные отложения; *3* — глинисто-карбонатно-эвапоритовые отложения; *4* — позиция медных месторождений (*K* — Конрад, *L* — Любин); R_1 — нижняя часть Красного Лежня, R_2 — верхняя часть Красного Лежня; *Z* — цехштейн; *B* — Бундзандштейн; *M* — Мушекалк. *Геодинамические стадии:* E_1 — начальный рифтинг; E_2 — повторный рифтинг; T_1 — позднепермское термальное погружение; T_2 — триас-юрское термальное погружение.

Отличие его от описанных выше бассейнов, в которых рудоносные горизонты локализуются в нижнем седиментационном ритме, заключается в том, что основная масса оруденения сосредоточена в отложениях верхнего осадочного ритма, фиксирующего повторный этап рифтогенеза (рис. IV.10).

Джезказган-Сарысуйский бассейн. Его заложение связано с деструкцией в позднем девоне Центральноказахстанской континентальной плиты [171]. Рифтогенный этап фиксируется по образованию вулканогенно-терригенных субаэральных красноцветных толщ франского и раннефаменского возраста, мощность которых в зависимости от палеорельефа бассейна седиментации колеблется от 50—100 до 1300 м. С этими толщами связаны небольшие месторождения марганца и проявления медного оруденения.

В конце фаменского века рифтовый режим сменился стадией термального погружения. В образовавшемся обширном морском бассейне с позднего фамена до намюра включительно накапливались карбонатные и песчано-глинистые отложения мощностью 1500—2000 м.

С начала проявления повторного рифтогенеза в конце намюра начинает формироваться мощная (до 1000 м и более) ритмично построенная красноцветная граувакковая формация средне-позднекаменноугольного возра-

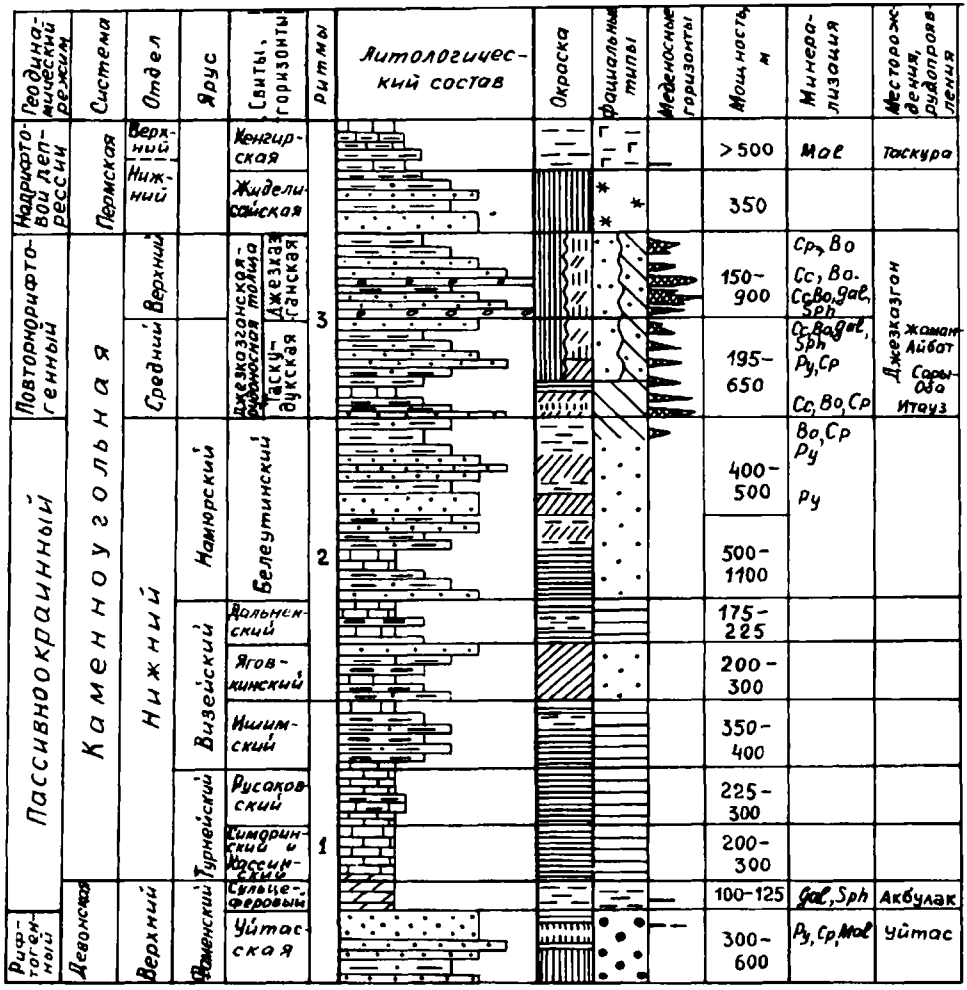


Рис. IV.10. Литологический состав и рудоносность верхнедевонско-пермского комплекса Джезказган-Сарысуйского РОБ. Составлено В. П. Феоктистовым.

I — литологический состав: *1* — конгломераты, гравелиты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — углистые аргиллиты; *6* — мергели; *7* — известняки; *8* — доломиты; *II* — окраска пород: *9* — красная; *10* — серо-красная; *11* — зелено-серая; *12* — черная; *13* — темно-серая, серая; *III* — фациальные типы отложений: *14* — шельфовые; *15* — прибрежно-морские; *16* — мелеющего внутреннего бассейна; *17* — озерно-аллювиальные; *18* — наземно- и подводно-дельтовые; *19* — заливно-лагунные, *20* — мелководного внутриконтинентального бассейна; *21* — эвапоритового бассейна; *22* — рудоносные линзы и горизонты. *Минерализация:* Сс — халькозин, Во — борнит, Ср — халькопирит, Ру — пирит, Gal — галенит, Sph — сфалерит, Mal — малахит.

ста, выделяемая в целом как джезказганская рудоносная толща. В этой толще локализуются уникальное Джезказганское месторождение комплексных руд (медь, серебро, свинец, цинк, рений) и ряд менее значительных месторождений подобного типа: Итауз, Сарыоба, Кипшакпай, Карашошак, Жаман-Айбат и др.

Джезказганская рудоносная толща имеет сложный полифациальный состав. В ее нижней части значительно развиты прибрежно-морские отложения, сменяющиеся вверх по разрезу аллювиально-дельтовыми и озерно-аллювиальными. В средней части толщи отмечается горизонт туфогенных пород. Завершается развитие Джезказган-Сарысуйского бассейна накоплением пермских песчано-глинистых и эвапорит-карбонатно-глинистых субконтинентальных отложений мощностью до 1000 м и более.

Для современной структуры бассейна характерна брахиформная складчатость на фоне пологого, до субгоризонтального, залегания во внутренних частях и крутого, до опрокинутого падения, в бортах. Наиболее интенсивно прогибались западные и северные части бассейна, прилегающие к поднимавшимся в это время областям размыва. В 40—60 км от палеобереговой линии фиксируется серия внутренних конседиментационных палеоподнятий, отшнуровывавших зону максимального прогибания и позволявших выделять Джезказганский суббассейн [363], в котором и локализуются почти все известные месторождения (за исключением Жаман-Айбат).

Промышленное медное и сопутствующее оруденение развито по всему разрезу джезказганской рудоносной толщи. В прибортовой, северной, части Джезказганского суббассейна локализуется Джиландинская группа месторождений, на склонах внутренних палеоподнятий — Джезказганское рудное поле. Оруденение контролируется горизонтами и линзами пестроцветных пород. Мощность рудоносной линзы Джезказганского месторождения достигает 650 м при площади около 60 км^2. Рудоносные линзы имеют сложное многоярусное строение. Основная масса оруденения сосредоточена в пластах серых песчаников, конгломерато-брекчий и конгломератов с карбонатным или смешанным глинисто-карбонатным цементом. Морфология рудных залежей определяется формой рудовмещающих песчаных тел. В прибрежно-морских отложениях в нижних частях джезказганской рудоносной толщи преобладают плаще- и пластообразные залежи, в аллювиальных отложениях в верхних частях ее — ленточные, обычно извилистые, линзовидные и мелкие изометричные рудные тела. Резко подчиненное значение имеют разнообразные по форме и размерам жильные тела с медным и свинцовым оруденением.

Минерализация — вкрапленная, реже гнездовая и прожилковая. Главные рудные минералы — халькозин, джарлеит, борнит, халькопирит, в комплексных рудах к ним добавляются галенит, сфалерит, бетехтинит. В ассоциации с халькопиритом часто встречается пирит. В виде примеси присутствуют арсенопирит, блеклые руды, домейкит, альгодонит, молибденит, марказит, самородная медь и самородное серебро. Наиболее высокое содержание серебра отмечается в борнит-халькозиновых рудах, повышенное — в рудах рения.

На всех месторождениях Джезказганского суббассейна проявлена минеральная зональность [339]. Наиболее показательно распределение оруденения на Джезказганском месторождении. Минеральные зоны в плане, так же как и рудные тела, дугообразно обрамляют рудоконтролирующее Кенгирское конседиментационное палеоподнятие. Непосредственно к палеоподнятиям примыкают зоны пиритовых, пирит-халькопиритовых и ком-

плексных руд, сменяющиеся по мере удаления от поднятия вниз по падению пластов борнит-халькозиновыми рудами. Вертикальная зональность в отдельных рудных телах выражена слабо или вообще не фиксируется, но проявляется для рудоносной толщи в целом за счет кулисообразного смещения рудных тел, а следовательно, и минеральных зон снизу вверх по разрезу в юго-западном направлении [339].

Характерной чертой Джезказганского месторождения является наличие широких ореолов околорудноизмененных пород. Рудовмещающие породы выделяются прежде всего серой, зеленовато-серой окраской, возникающей при оглеении первичных красноцветов, а также развитием вторичного карбонатного цемента, гидрослюды и железистых хлоритов, повышенной альбитизацией и цеолитизацией [363].

Вопрос о генезисе Джезказганского месторождения оживленно дискутируется вот уже несколько десятилетий [204, 235]. В последнее время традиционный набор гипотез — гидротермальная, осадочная седиментационно-диагенетическая и гидрогенная эпигенетическая — пополнился представлением о возможном инъекционном происхождении богатых рудных масс [308]. Можно констатировать, что месторождения Джезказган-Сарысуйского бассейна характеризуются длительной, полистадийной историей формирования, отражающей основные этапы развития этой крупной седиментогенной структуры от ее заложения на деструктированной континентальной плите до трансформации в эпиконтинентальный палеоартезианский бассейн.

Второй тип рудоносных рифтогенных бассейнов с карбонатно-терригенным выполнением представлен Припятско-Донецким авлакогеном, индивидуальность которого определяется сочетанием крупных залежей каменных углей, каменной и калийной солей, месторождений и проявлений ртути, свинца, цинка и меди, а также нефти и газа.

Припятско-Донецкий бассейн. Заложился в среднем—позднем девоне над протяженной рифтовой зоной, рассекающей в северо-западном направлении Восточно-Европейскую континентальную плиту. По вещественному выполнению и интенсивности последующих дислокаций бассейн расчленяется на два звена — суббассейна: Днепрово-Припятский и Донецкий [74].

Днепрово-Припятский суббассейн выполнен мощным (до 3,5—5,0 км) комплексом верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений трехритмового строения. Начало каждого ритма знаменуется проявлением вулканической деятельности. В конце франского и фаменского ритмов формировались соленосная и калиеносная формации. На северном плече суббассейна, на склоне Воронежского щита, в породах нижнекаменноугольной карбонатно-терригенной формации известны проявления свинцово-цинковой минерализации.

В Донецком суббассейне на начальном этапе его развития также отмечается проявление эффузивной деятельности. Со средневизейского времени до конца карбона в суббассейне формировалась мощная карбонатно-терригенная угленосная толща, характеризующаяся чередованием морских и континентальных отложений. В отличие от Днепрово-Припятского суббассейна, угленосные толщи Донецкого претерпели значительные дизъюнктивно-складчатые дислокации.

К средней части угленосной толщи в осевой части Донецкого суббассейна приурочены месторождения и рудопроявления ртути [357]. Происхождение ртутного оруденения бо́льшая часть исследователей [357 и др.]

связывает с развитием рифтогенной структуры, сопровождаемым неоднократным проявлением магматизма. В то же время Г. М. Утехин [74] обосновывает точку зрения о возможной первичной аккумуляции ртути в глинистых отложениях и углях и о последующем перераспределении и концентрации ее в процессе складчатости и термального метаморфизма в благоприятных структурно-литологических ловушках.

Завершается развитие Припятско-Донецкого бассейна формированием в пермский период надрифтовой депрессии (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины), в красноцветных и пестроцветных эвапорит-терригенных отложениях которой локализуются мощные линзы каменной соли и несколько маломощных горизонтов сероцветных карбонатно-глинистых и песчаных пород с медной минерализацией [339].

Общей спецификой внутриплитных рудоносных карбонатно-терригенных рифтогенных бассейнов является высокая степень продуктивности и поликомпонентность рудных ассоциаций контролируемых ими месторождений.

Следует отметить, что на территории России рудоносных бассейнов рассматриваемой группы пока не выявлено.

IV.1.2.2. ЭПЕЙРОГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

Бассейны данной группы представляют собой обширные по площади отрицательные седиментогенные структуры в плитных чехлах, выделяемые в качестве синеклиз (Московская на Восточно-Европейской плите, Тунгусская и Вилюйская на Сибирской плите и др.). В общей геодинамической систематике они отнесены к надрифтовым впадинам (см. ч. I).

Формирование этих бассейнов происходило в условиях длительного, устойчивого прогибания участков континентальных плит. На фоне относительно медленных малоамплитудных, слабоконтрастных колебательных движений отмечалась периодическая смена трансгрессий и регрессий морских бассейнов. Это обусловило накопление в относительно мелководных морских условиях зрелых песчано-глинистых и песчано-глинисто-карбонатных отложений, заключающих в себе широкий набор собственно осадочных полезных ископаемых, из них только некоторые — угли, железные руды лимонит-гематитовой, сидеритовой и бурожелезняковой формаций, фосфориты, ископаемые россыпи, каменная соль — представляют определенную промышленную ценность.

В распределении осадочных рудных образований четко проявляется связь их с определенными палеогеографическими, палеоклиматическими и литолого-фациальными обстановками, что приводит к рассредоточению на больших площадях рудоносных отложений с низкими концентрациями полезных компонентов и небольшой мощности. Это нередко, даже при наличии общих значительных запасов полезных ископаемых (железа, фосфоритов и др.), существенно отражается на их практическом значении. В породах этих бассейнов нередко встречаются и эпигенетические мелкие проявления медной, свинцово-цинковой, иногда флюоритовой и редкометальной минерализации. Незначительные масштабы эпигенетического оруденения, вероятно, могут быть объяснены слабой динамикой палеогидрогеологических систем в относительно стабильной тектонической обстановке внутренних частей континентальных плит.

Таким образом, можно еще раз подчеркнуть, что металлогенические особенности чехлов континентальных плит достаточно жестко коррелируются с гетерогенностью строения фундамента и типами геодинамических

режимов формирования седиментационных структур на всех этапах геологической истории платформ.

IV.1.3. Бассейны пассивных континентальных окраин (дивергентные)

Пассивные континентальные окраины охватывают тыловые части расходящихся при океаногенезе крупных континентальных плит. Геодинамический режим пассивноокраинного этапа развития этих частей плит характеризуется доминированием общих условий растяжения или дивергенции.

Осадочные бассейны пассивных континентальных окраин широко представлены в современных структурах как плитных чехлов, так и складчато-надвиговых поясов. В выполнении бассейнов участвуют разнообразные литологические разности пород широкого фациального диапазона морских побережий, шельфов и континентальных склонов.

С определенной долей условности по преобладающему вещественному наполнению эти бассейны могут быть разделены на три группы: терригенные, терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенно-карбонатные. Каждая группа бассейнов отличается одна от другой не только положением в профиле континент—шельф — континентальный склон, вещественным выполнением и преобладающим литологическим типом отложений, но и металлогенической специализацией, продуктивностью и рудноформационными типами рудных образований.

IV.1.3.1. ТЕРРИГЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

Располагаются преимущественно на континентальных склонах, вплоть до континентальных подножий, или в линейных котловинах на деструктированных краях континентальных плит. В мобильных дивергентных обстановках развитие бассейнов характеризовалось устойчивым прогибанием их ложа, обычно маринным или субмаринным недокомпенсированным, часто турбидитовым седиментогенезом, накоплением мощных (до 5—15 км) индивидуализированных геолинз тонкотерригенного состава с переменным количеством карбонатного, а иногда кремнистого материала.

Осадочные комплексы — в целом трансгрессивные, относительно слабо дифференцированы, макроритмичность выражена нечетко. В составе комплексов обычно присутствуют флишевые глинистые, карбонатно-глинистые, глинисто-карбонатные, тонкотерригенные формации. Терригенные породы имеют полимиктовый, в том числе граувакковый, или олигомиктовый состав, нередко с примесью пирокластического материала. Породы этих комплексов постоянно содержат повышенное количество органического материала, вплоть до появления углеродистых или битуминозных глинисто-песчаных пачек, что характеризует среду осадконакопления как восстановительную.

В большей части дивергентных бассейнов отмечаются проявления базальтоидного синседиментационного магматизма. Наличие захоронающегося органического материала способствовало генерации значительных количеств сероводорода, связывавшего в виде сульфидов тяжелые металлы, находившиеся в растворенном состоянии в придонных и иловых водах. Часть металлов аккумулировалась рассеянным ОВ. Этим объясняются широко проявленная пиритизация в породах данной группы осадочных комплексов с тем или иным количеством сопутствующих сульфидов меди,

свинца и цинка, а также повышенные содержания целого ряда редких и благородных металлов (Sb, W, Sn, Au и др.). Сульфидизированные горизонты и повышенные концентрации тяжелых металлов контролируются пачками карбонатно-алевритистых и глинисто-песчаных углеродсодержащих пород. Кроме интенсивной сульфидной минерализации с характерным фрамбоидальным пиритом, в разрезах комплексов нередко присутствуют горизонты сидеритов и сидеритовых конкреций.

В складчато-надвиговых поясах РОБ трансформируются в структурно-формационные зоны, различающиеся проявлением нескольких этапов дислокаций, наличием мощных зон дислокационного и термального метаморфизма. Все эти процессы приводят к существенным преобразованиям стратиформного оруденения, протекающим в двух направлениях: либо в сторону усложнения первичной структуры рудных залежей, вплоть до их фрагментации и почти полной деструкции; либо в сторону гидротермальной и метаморфогенно-гидротермальной регенерации рудных скоплений с образованием сложных полигенных и полихронных месторождений.

Идентификация палеогеодинамических обстановок и расшифровка закономерностей размещения оруденения в описываемых бассейнах в силу перечисленных причин сопряжены со значительными трудностями и обычно, так же как и генезис заключенных в них рудных образований, являются предметом дискуссий.

Терригенные пассивноокраинные бассейны и соответствующие им структурно-формационные зоны несут промышленные месторождения свинца, цинка, меди, золота, сурьмы с примесью серебра, олова, вольфрама. По металлогенической специализации среди бассейнов этой группы отчетливо выделяются два типа: а) существенно медно-свинцово-цинковоносные; б) редкометально-золоторудные.

IV.1.3.1.1. Бассейны с медно-свинцово-цинковым оруденением

В бассейнах данной группы медное и свинцово-цинковое оруденение развито довольно широко. Свинцово-цинковые и медные месторождения выявлены в ранне-среднеюрском терригенном комплексе Большого Кавказа (Филизчай, Кизил-Дере и др.), в юрском—раннемеловом комплексе Западной Кубы (Санта-Люсия, Кастельяно, Матаамбре и др.); свинцово-цинковые месторождения известны в рифейском комплексе Северного Прибайкалья (Холоднинское и др.), в рифей-вендском комплексе Джунгарского Алатау (Текели и др.), свинцово-цинковые с оловом и серебром — в докембрийском комплексе Западной Канады (Салливан, Анвилл, Ясон и др.), серебро-медно-свинцово-цинковые — в докембрийском комплексе Австралии (Маунт-Айза и др.). Эти объекты рассматриваются как особый тип колчеданных месторождений [319], по условиям локализации и формирования отличающихся от собственно колчеданных месторождений в вулканогенных образованиях.

Рудовмещающие комплексы в современных структурах подвижных поясов слагают протяженные узкие сложнодислоцированные антиклинории (Большого Кавказа, Пинар-дель-Рио Западной Кубы и др.) и синклинории (Олокитский Северного Прибайкалья, Маунт-Айза Австралии и др.). В ряде случаев устанавливаются два основных этапа дислокаций [177, 365]. На первом этапе формировались сравнительно простые пологие брахиформные складки, носившие, по-видимому, конседиментационный характер и сохранившиеся в отдельных блоках, не затронутых поздней переработкой.

Второй этап связан с проявлением поздних коллизионных надвиговых движений, сопровождавшихся образованием линейной складчатости, мощных меланжевых зон и зон рассланцевания.

В палеотектоническом плане рассматриваемые рудоносные бассейны представляли собой глубокие терригенные троги, возникавшие при деструкции краевых частей континентальных плит [77, 466] и тяготеющих, по-видимому, к внешней части шельфа. Связь с шельфовыми осадками устанавливается по наличию в средних и верхних частях рудоносных комплексов горизонтов карбонатных пород, нередко водорослевого происхождения.

Месторождения, локализующиеся в терригенных и вулканогенно-терригенных комплексах, отвечающих этому типу бассейнов, представлены согласными и субсогласными линзовидными и пластообразными сульфидными залежами, минерализованными послойными или кососекущими зонами дробления, жильными системами. В минеральном составе рудных тел преобладают пирит или пирротин, образующие массивные густовкрапленные брекчиевидные, полосчатые руды, что и дает основание называть эти месторождения колчеданными. С сульфидами железа тесно ассоциируют сульфиды свинца, цинка и меди, содержание которых варьирует в широких пределах как в различных месторождениях, определяя их специализацию: свинцово-цинковую, медно-цинково-свинцовую или медную, — так и на отдельных месторождениях или в рудных телах, с чем связано наличие рудной зональности. Наряду с главными обычно присутствуют многочисленные второстепенные минералы: блеклые руды, сульфиды серебра, кадмия, никеля, кобальта, самородное серебро, иногда золото, касситерит, барит.

Оруденение сопровождается характерными околорудными изменениями, наиболее заметно проявляющимися в породах лежачего бока рудных тел и выражающимися в окварцевании, хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. На многих месторождениях сульфидные залежи подстилаются вторичными кварцитовидными породами с вкрапленно-прожилковой халькопирит-пиритовой или халькопирит-пирротиновой минерализацией. Рудные тела дислоцированы совместно с рудовмещающими толщами. Отмечается нагнетание рудной массы в замковые части локальных антиклинальных складок.

Породы рифейских рудоносных комплексов регионально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, иногда до амфиболитовой фации метаморфизма. В распределении оруденения в бассейнах данного типа устанавливают следующие основные рудоконтролирующие факторы: формационные, стратиграфические, палеотектонические, литолого-фациальные, структурные. Колчеданно-полиметаллическое оруденение локализуется во флишевых карбонатно-глинистых, глинисто-карбонатных, тонкотерригенных формациях, обогащенных тонкорассеянным углистым веществом, выделяемых обычно в качестве черносланцевых. Стратиграфический контроль тесно связан с формационным и определяется положением благоприятных для локализации формаций в разрезе рудоносных комплексов. Вертикальный размах оруденения может достигать 2000—3500 м, однако интенсивная минерализация тяготеет к определенным уровням [158, 178, 303, 365].

Выделяемые уровни следует рассматривать не как узкие локальные стратиграфические горизонты, а как общую тенденцию в локализации оруденения. В пределах каждого из намечающихся уровней оруденение

может мигрировать в широких интервалах разреза. Так, в разрезе юрско-раннемелового комплекса Западной Кубы медное оруденение располагается в его нижней и верхней частях, а свинцово-цинковое — в средней. В ранне-среднеюрском комплексе восточной части Большого Кавказа оруденение тяготеет к тоарским, нижне- и верхнеааленским отложениям [178]. В олокитском комплексе рифея Северного Прибайкалья основная масса оруденения сосредоточена в средней его части (рис. IV.11). В рифейском комплексе Маунт-Айза (Австралия) медно-свинцово-цинковая минерализация развита в его верхней части, в сланцах Уркхарт, имеющих мощность 1050 м [207].

Имеет место смена снизу вверх по разрезу медной минерализации свинцово-цинковой, фиксируя вертикальную зональность оруденения в разрезах рудоносных комплексов. В нижних частях комплексов локализуются существенно медные месторождения (Мата-амбре, Кизил-Дере и др.), представленные в основном пологосекущими рудными телами, выше — существенно свинцово-цинковые месторождения (Санта-Люсия, Кастельяно,

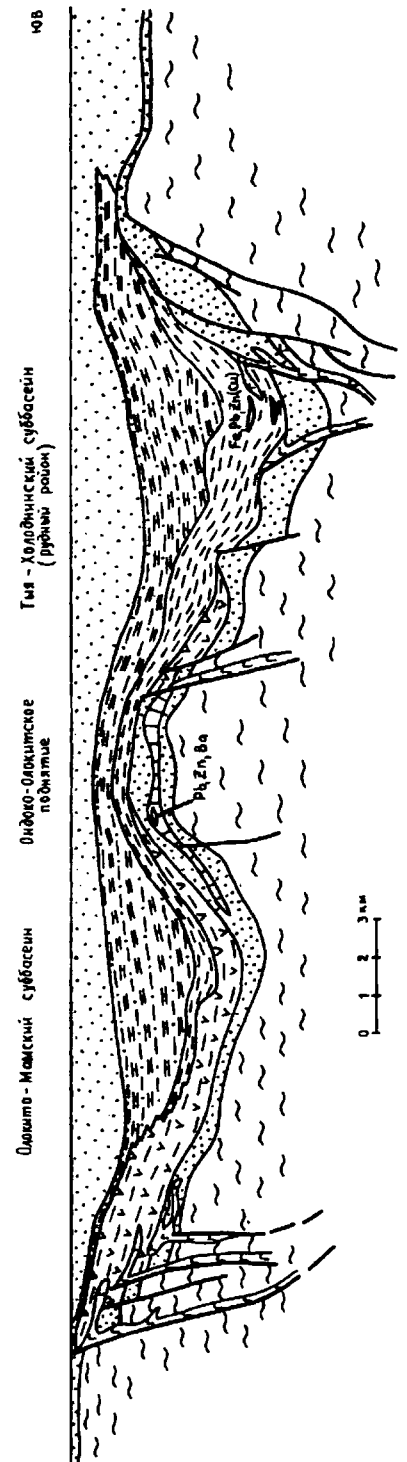


Рис. IV.11. Палеогеологический разрез Олокитского РОБ на время формирования рифейского комплекса ([303], с изменениями).

1 — нижнепротерозойские образования; *2—6* — формации рифейского рудоносного комплекса: *2* — кварцито-глиноземисто-сланцевая, кварцито-песчано-алевросланцевая и доломитовая, *3* — рудоносная вулканогенно-карбонатно-черносланцевая, *4* — карбонатно-кварцито-черносланцевая, *5* — вулканогенно-кремнисто-железистая, *6* — кварцито-сланцевая; *7* — залежи колчеданно-полиметаллических руд: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *8* — габбро-диабазы; *9* — разломы.

Филизчай и др.) с согласными пласто- и линзообразными рудными залежами.

В составе рудоносных формаций колчеданно-полиметаллические залежи контролируются пачками углеродистых алевроглинистых, алевропесчанистых и алеврокарбонатно-глинистых пород. Медное оруденение тяготеет к песчанистым пачкам, по которым развиваются внутрипластовые зоны трещиноватости или зоны дробления и срывов на контактах с перекрывающими пачками алевролитов и аргиллитов. Размещение оруденения в плане определяется латеральными зонами перехода различных парагенераций.

Рудоносные пачки углеродистых алевроглинистых отложений фиксируют локальные палеодепрессии [158, 178, 365], а линзы песчаников, контролирующие зоны с медным оруденением, обычно приурочены к локальным палеоподнятиям.

В верхних частях ряда комплексов в пачках шельфовых органогенных карбонатных пород появляется медное [365] или свинцово-цинковое оруденение [158].

Текстурно-структурные особенности руд, изотопно-геохимические данные, наличие формационного, палеотектонического и литолого-фациального контроля месторождений в рудоносных бассейнах рассматриваемого типа дают основание относить их к гидротермально(эксгаляционно-)-осадочным образованиям с последующей перекристаллизацией и регенерацией рудной массы в ходе складчато-надвиговых деформаций, прогрессивного и регрессивного метаморфизма [77, 158, 207, 212, 221—245].

IV.1.3.1.2. Бассейны с редкометально-золотым оруденением

К бассейнам данного типа могут быть отнесены стратифицированные структурно-металлогенические зоны, заключающие промышленные месторождения золота и сурьмы, иногда с вольфрамом, с жильными и прожилково-вкрапленными рудами, такие, как Бодайбинская в Северном Прибайкалье, Адыча-Тарынская в Восточной Якутии, Сухопитская на Енисейском кряже, Западно-Калбинская в Восточном Казахстане и др. Все подобные зоны в современных структурах участвуют в строении коллизионных складчатых поясов. Они трансформированы и фрагментированы в результате наложения интенсивных складчато-разрывных дислокаций и коллизионного гранитоидного магматизма. Месторождения золота, локализующиеся в подобных зонах, В. А. Нарсеевым и др. [77] отнесены к «золото-углеродистой формации гидрогенно-метаморфогенных (экзогенно-эндогенных) месторождений складчатых и орогенных систем миогеосинклиналей и терригенных эвгеосинклиналей с удаленным или скрытым гранитоидным магматизмом». Золоторудные месторождения рассматриваемой группы постоянно содержат примесь сурьмусодержащих минералов в переменных количествах, вплоть до образования золото-сурьмяных месторождений (Сарылах в Восточной Якутии, Удерей в Енисейском кряже и др.), относимых В. И. Бергером и В. М. Роговым [29] к золото-антимонит-березитовой рудной формации. Нередко в рудах этих месторождений присутствуют серебро, вольфрам, платиноиды.

Приведенные определения дают достаточно наглядное представление о том, что в данном типе зон мы имеем дело с месторождениями, происхождение которых остается дискуссионным, а отнесение их к группе стратиформных в значительной степени условно. Существующие точки

зрения на генезис золотого и золото-сурьмяного оруденения в углеродсодержащих терригенных комплексах группируются вокруг представлений об определяющей роли: а) гранитоидного магматизма, связанного либо с инверсионной стадией развития подвижных областей [79 и др.], либо с тектоно-магматической активизацией [63, 134 и др.]; б) процессов метаморфического преобразования первично обогащенных золотом, сурьмой и вольфрамом углеродистых кремнисто-карбонатно-терригенных толщ [26, 44, 45, 64 и др.].

В современных структурах металлогенические зоны с золотым и золото-сурьмяным оруденением в «черносланцевых» толщах представляют собой сложнодислоцированные, нередко состоящие из тектонических пакетов блоки, входящие в состав аккреционных призм, инъецированных крупными телами гранитоидов. Вмещающие породы интенсивно рассланцованы, зонально метаморфизованы, что ставит трудноразрешимые проблемы их стратификации, корреляции и расшифровки складчатых и разрывных дислокаций.

Очевидно, если придерживаться одного из вариантов первой группы представлений, углеродсодержащие терригенные отложения, вмещающие золотые и золото-сурьмяные месторождения, следует рассматривать исключительно с позиций литолого-структурных условий среды рудоотложения. Если же основываться на метаморфогенно-гидротермальной модели В. А. Буряка [44] и других, по которой основной этап рудообразования датируется как доинтрузивный (добатолитовый) и, по-видимому, доколлизионный, а вмещающие углеродсодержащие терригенные формации рассматриваются как рудогенерирующие и одновременно рудоносные, то данный тип структурно-металлогенических зон несет все признаки РОБ. Нам представляется, что доводы сторонников гидротермально-осадочной и метаморфогенно-гидротермальной гипотез наиболее полно учитывают особенности локализации золотого и золото-сурьмяного оруденения в «черносланцевых» толщах, в соответствии с чем зоны их развития могут быть включены в число рассматриваемых рудоносных осадочных палеобассейнов.

Наиболее полно и всесторонне особенности формирования золотого оруденения в терригенных углеродсодержащих толщах были охарактеризованы В. А. Буряком [44]. Его основные выводы о факторах, определяющих появление данного типа оруденения, сводятся к следующим.

1. Одним из основных типов региональных структур, контролирующих золоторудные, золото-сурьмяные и вольфрам-сурьмяно-золотые месторождения в «черносланцевых» толщах, являются «миогеосинклинальные краевые прогибы», осложненные относительно поднятыми, слабоэродированными блоками с повышенной степенью динамотермального метаморфизма пород, вплоть до гранитизации. Оруденение локализуется в конседиментационных прогибах, разделяющих поднятые блоки, а в пределах прогибов тяготеет к осевым частям осложняющих антиклинальных структур. Прогибы рассматриваются в качестве палеоартезианских систем, в которых рудообразующие растворы формируются за счет захороненных седиментационных вод, высвобождающихся при глубинном эпигенезе и метаморфизме связанных (кристаллизационных и конституционных) вод, а также с возможной добавкой глубинных флюидов из зон гранитизации. В процессе развития прогрессивного метаморфизма по мере повышения геотермического градиента рудообразующие растворы мигрировали от поднимающихся блоков в осевые части конседиментационных прогибов, где при наличии

дренажных структур — зон рассланцевания в антиклиналях — происходили их разгрузка и образование рудной минерализации, сопровождающейся специфическими околорудными изменениями.

2. Основным источником рудного вещества в такой системе являлись рудные элементы, накопившиеся при осадконакоплении за счет как поступления из областей сноса, так и подводных гидротерм и эксгаляций. Оруденение формировалось до образования и внедрения гранитоидов и последующих интрузивных комплексов.

3. Рудообразующие процессы протекали в течение длительного времени, начиная с этапа седиментогенеза и кончая метаморфизмом, в широком диапазоне температуры (50—500 °С) и давления. При этом изменение p—T-условий и концентрация рудных растворов происходили очень постепенно, что, возможно, явилось причиной формирования большеобъемных слабоконтрастных рудных тел с низким содержанием полезных компонентов, но с крупными запасами.

4. Складчатые и разрывные структуры, контролирующие оруденение, носят конседиментационный характер или относятся к складчатому этапу деформаций. Все дислокации орогенного и последующих этапов, как и пострудные интрузивные образования, смещают и контактово метаморфизуют рудные тела.

Сходная последовательность образования золото-сурьмяных месторождений золото-антимонитовой березитовой формации установлена В. И. Бергером и С. В. Мамоновым [26], выделяющими четыре последовательных этапа их формирования.

1. Сингенетическое обогащение песчано-глинистых осадков сурьмой, золотом и другими рудными элементами, поступавшими, вероятно, с глубинными флюидами в бассейн осадконакопления вплоть до образования прожилково-вкрапленного золото-сурьмяного и золото-вольфрам-сурьмяного оруденения в местах подводной разгрузки гидротерм.

2. Преобразование гидротермально-осадочных рудных образований в ходе складчатости и динамотермального метаморфизма.

3. Наложение гидротермальных процессов на региональном этапе динамотермального метаморфизма с формированием жильных рудных тел.

4. Термальный метаморфизм золото-антимонитовых руд при внедрении орогенных и посторогенных гранитоидов.

Приведенные выводы о полихронном и полигенном происхождении золото-сурьмяного и золотого оруденения в «черносланцевых» толщах с той или иной полнотой подтверждены работами Н. К. Курбанова, В. А. Нарсеева [218], И. В. Коновалова [159] и других. При этом определяющая роль в возникновении золотых и золото-сурьмяных месторождений отводится накоплению металлогенически специализированных осадочных комплексов и геодинамической обстановке локализации седиментогенных прогибов.

Геодинамическая обстановка, как и для всех остальных типов РОБ, предопределяет, с одной стороны, наличие благоприятных условий для накопления геохимически специализированных осадочных толщ, с другой — характер, интенсивность и направленность постседиментационных эпигенетических, последующих метаморфических преобразований пород рудоносных комплексов и соответствующую этапность формирования полихронных золотых и золото-сурьмяных месторождений. Обычно прогибы, выполненные терригенными сероцветными толщами с золотым и золото-сурьмяным оруденением, рассматривались как миогеосинклинальные, кра-

евые или перикратонные, развивающиеся на краях океанических плит, с последующей инверсией и орогенезом [77, 301 и др.].

Геодинамические реконструкции последних лет позволили уточнить природу данного типа РОБ и отнести их к пассивноокраинной группе [69]. Наиболее показательно в этом плане положение сурьмяно-золоторудных и золоторудных зон по периферии Сибирской платформы в Енисейской кряже, Патомском нагорье и Верхоянье.

Сухопитский вулканогенно-осадочный бассейн. Расположен в западной части Сибирской платформы в пределах крупного выступа докембрийского фундамента, имеет ранне-среднерифейский возраст, заключает в себе ряд золоторудных и вольфрам-сурьмяно-золоторудных месторождений (Олимпиадинское, Удерейское, Раздолинское и др.). Выполняющие бассейн вулканогенно-осадочные толщи мощностью 2—10 км и более (рис. IV.12) накапливались на внешней части пассивной континентальной окраины и на континентальном склоне. Среди осадков преобладают различного рода турбидиты фановых конусов выноса. В региональном плане отмечается смена с востока на запад шельфовых карбонатно-терригенных отложений турбидитовыми континентального склона и базальт-кремнисто-терригенными образованиями океанического дна. Анализ мощностей сухопитской серии показывает дифференциацию палеобассейна на серию конседиментационных палеоподнятий и палеодепрессий. Палеоподнятия в последующем выступают в качестве ядер образования палингенных гранитоидов, вокруг которых происходило формирование метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фаций, сменяющихся с удалением от гранитных куполов зеленосланцевой и филлитовой фациями. Процессы гранитизации и динамотермального метаморфизма связаны с началом коллизии Западно-Сибирской и Сибирской континентальных плит.

Все известные месторождения и рудопроявления золота и сурьмы локализуются среди глинистых, алеврито-глинистых и кварц-серицитовых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Обособляются два уровня развития углеродистых сланцев: кординский и удерейский. По содержанию остаточного углерода преобладают углеродсодержащие (0,1—1 % $C_{орг}$) и углеродистые (1—5 % $C_{орг}$) породы, реже встречаются высокоуглеродистые (>5% $C_{орг}$) [79].

Для углеродистых сланцев характерна рассеянная, а нередко интенсивная минерализация пирита, реже пирротина. Углеродистые сланцы содержат повышенные количества золота и сурьмы (табл. IV.1—IV.2) и рассматриваются рядом исследователей в качестве возможного источника рудного вещества [123, 262]. Вместе с тем выявляется заметная роль углеродистых сланцев в качестве литологического экрана и геохимического барьера в процессах рудообразования. Так, на Олимпиадинском месторождении наиболее интенсивное оруденение приурочено к лежачему боку зон межпластового скольжения в кварц-карбонатно-слюдистых сланцах с пластами известняков, незначительно проникая в кварц-мусковит-углеродистые сланцы их висячего бока. Весьма показательно, что на других участках Верхнеенашимского рудного узла, где кварц-мусковит-углеродистые сланцы залегают ниже кварц-карбонатно-слюдистых, оруденение, как правило, не развивается [79]. Среди рудоконтролирующих факторов, определяющихся свойствами пород, нужно отметить важную роль углеродистого вещества. С его восстановительным воздействием, скорее всего, можно связывать широкое развитие в рудах

Рис. IV.12. Палеогеологический профиль Сухопитского РОБ (R_{1-2}). Енисейский кряж. Составлен А. Г. Неклюловым.

1—5 — вулканогенно-осадочные формации и их группы: *1* — тонкотерригенная, *2* — флишевая, *3* — карбонатная, *4* — вулканогенно-карбонатная, *5* — базальтовая; *6—8* — характерные парагенерации: *6* — песчаниковые, *7* — известняковые, *8* — углеродистых ультрапелитов; *9* — породы основания; *10* — силлы, дайки основного, ультраосновного состава; *11* — конседиментационные разломы; *12—14* — рудные формации: *12* — золото-антимонитовая березитовая, *13* — вольфрам-золото-сурьмяная чернорассланцевая, *14* — золото-кварцевая. Цифры на профиле — рудные узлы: *1* — Ведугинско-Панимбинский, *2* — Верхнеенашимский, *3* — Удерейский, *4* — Северо-Енисейский, *5* — Раздолинский. *Индексы свит:* $R_{1-2}kd+gr+ud$ — объединенные кординская, горбилокская, удерейская; R_2pg — потоюйская; R_2ss — сосновская.

пирротина, а также распространение самородной сурьмы. Экранирующая роль углеродистых сланцев обусловливается их высокими пластическими свойствами, а роль геохимического барьера — углеродистым веществом.

Участки развития углеродистых алевритово-глинистых отложений и ассоциирующая с ними сурьмяно-золоторудная минерализация тяготеют к конседиментационным палеопрогибам, а в их пределах — к локальным поднятиям, трансформируемым в ходе последующих дислокаций в антиклинальные складки. Эти факторы определяют положение рудных узлов и рудных полей в пределах Сухопитского РОБ [28].

Бодайбинский золоторудный бассейн. Расположенный в южном обрамлении Сибирской платформы, этот бассейн рифейского возраста развивался на деструктированной пассивной континентальной окраине [328]. С. К. Соколов рассматривает Бодайбинский бассейн как шельфовый прогиб, который прошел в протерозое четыре этапа развития: рифтовый, шельфа пассивной континентальной окраины, шельфа окраинного моря и тектонической коллизии. Начало фор-

ТАБЛИЦА IV.1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА ПО РАЗЛИЧНЫМ ТИПАМ ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА, мг/т [196]

Породы	Сухопитская серия		Тунгусикская серия		Сухопитская + Тунгусикская	
	n	$\bar{x}$	n	$\bar{x}$	n	$\bar{x}$
Углеродистые сланцы	6	21,03	10	19,7	16	20,2
Слюдистые сланцы	90	10,11	33	7,11	131	9,35
Сланцы, кварциты, известняки	134	13,64	38	7,66	172	12,32

ТАБЛИЦА IV.2

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СУРЬМЫ И ЗОЛОТА ВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ НА ПЛОЩАДИ РУДНЫХ УЗЛОВ, г/т

Рудный узел	Сурьма			Золото		
	n	$\bar{x}$	δ	n	$\bar{x}$	δ
Удерейский	208	6,65	11,81	208	0,09	0,09
Верхнеенашимский	262	93,7	437,6	262	0,22	1,04
Раздолинский	154	11,68	57,78	154	0,0076	0,0075

мирования бассейна знаменовалось расколом краевой части континентального блока серией рифтогенных трогов, заполнявшихся вулканогенно-терригенными образованиями медвежевской свиты. Затем эта деструктированная часть континентальной плиты длительный период развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, когда в морском относительно глубоководном бассейне накапливалась мощная слабодифференцированная фановая линза аргиллито-алевролито-песчаных пород с отдельными пачками карбонатов. Отмечается закономерное изменение состава и мощности рифейских толщ с севера на юг от предполагаемого палеоберега в полосе Чуйско-Тонодско-Нечерской дуги поднятий в сторону края континентальной плиты. В северной части бассейна разрез рифейских отложений более песчанистый, с пачками гравелитов и конгломератов, мощностью до 3 км. К югу мощность разреза возрастает до 6 км и более, исчезают пачки грубозернистых отложений, существенную роль играют турбидитовые алеврито-глинистые породы, в том числе углеродсодержащие. Последние встречаются по всему разрезу рифейского комплекса. Пачки углеродсодержащих пород, контролирующие золотое оруденение, установлены в основном в средней части комплекса (хомолхинская свита). Незначительная золотоносность отмечается и в верхах комплекса.

Породы рифейского комплекса зонально метаморфизованы от амфиболитовой фации в зонах, прилегающих к Чуйскому и Нечерскому гранитизированным выступам фундамента, до зеленосланцевой в осевой части Бодайбинского прогиба. Участки прожилково-вкрапленного золотого оруденения (месторождение Сухой Лог и др.) локализуются в центральной части Бодайбинского прогиба, тяготея к выходам тонкослоистых углерод-

содержащих алевролитов и кварц-серицитовых сланцев хомолхинской свиты, метаморфизованных в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленых сланцев [44, 159, 191]. Минерализованные зоны контролируются периклинальными частями антиклинальных складок. Минерализация представлена вкрапленностью, в том числе фрамбоидальной, и прожилками пирита с незначительной примесью марказита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита. В экзоконтактах гранитных интрузий наблюдаются перекристаллизация вмещающих пород и руд, замещение пирита пирротином. Бóльшая часть золота ассоциирует с пиритом. При этом в ранних сингенетических пиритах золото фиксируется в рассеянной дисперсной форме, при перекристаллизации пирита происходит перераспределение тонкорассеянного в пирите золота вплоть до образования его самостоятельных выделений [117].

Перечисленные факты позволили В. А. Буряку [44] обосновать метаморфогенно-гидротермальную модель образования золоторудных месторождений Бодайбинского прогиба и отнести их к стратиформной группе.

При рассмотрении рудоносности Сухопитского и Бодайбинского бассейнов следует коротко остановиться на соотношении золотого и сурьмяно-золотого оруденения со свинцово-цинковым в рифейских толщах Енисейского кряжа и Патомского нагорья. Можно констатировать, что стратиформное сурьмяно-золотое и золотое оруденение локализуется в ранне-среднерифейских вулканогенно-осадочных комплексах, накапливавшихся в относительно глубоководных условиях внешнего шельфа и континентального склона при широком проявлении лавинного седиментогенеза и заметной роли вулканических процессов. Свинцово-цинковое оруденение (месторождения Горевское и другие Енисейского кряжа, Таборное, Бестяк и другие Приленской зоны Патомского нагорья) приурочено к относительно более молодым, позднерифейским, карбонатно-терригенным комплексам, накапливавшимся в пассивноокраинных бассейнах с преобладанием обстановок мелководного внутреннего шельфа и прибрежной полосы, с участием рифовых образований. Эти бассейны находились несколько ближе к внутренним частям континентальных плит, располагаясь над относительно более мощной и гомогенизированной континентальной корой. В дальнейшем при коллизии степень складчато-разрывных деформаций осадочных комплексов этих бассейнов была заметно слабее, очагов гранитизации и проявления связанного с ними зонального динамотермального метаморфизма не возникало. В результате в возникших после коллизии складчатых системах фиксируется региональная вертикальная и латеральная металлогеническая зональность. Нижние, углеродсодержащие терригенные структурно-формационные, комплексы, подвергшиеся гранитизации и метаморфизму, содержат золотые и вольфрам-сурьмяно-золотые месторождения; верхние, слабометаморфизованные или неметаморфизованные углеродсодержащие карбонатно-терригенные, комплексы заключают свинцово-цинковые месторождения с флюоритом и баритом.

Латеральная зональность выражается в тяготении золоторудных и вольфрам-золоторудных зон к внешним частям пассивных континентальных окраин, а относительно более молодых по возрасту свинцово-цинковых — к внутренним приплатформенным.

Много общего обнаруживается в особенностях локализации мезозойских золото-сурьмяных месторождений Верхояно-Колымского пояса, обрамляющего Сибирскую платформу с востока, с кратко охарактеризованными

выше докембрийскими золотыми и вольфрам-сурьмяно-золотыми месторождениями Сухопитского и Бодайбинского РОБ.

Типоморфной для золото-сурьмяных зон в Верхояно-Колымском поясе является Адыча-Тарынская. По данным В. И. Бергера [294], эта зона в триасовый период представляла собой троговый прогиб на деструктированной континентальной окраине, заполнявшийся турбидитовыми терригенными образованиями.

Адыча-Тарынский бассейн. Его ложе имело блоковое строение, что при неравномерных тектонических движениях блоков обусловливало возникновение конседиментационных палеодепрессий и палеоподнятий. В палеодепрессиях, локализующихся в осевой части Адыча-Тарынского трога, накапливались существенно глинистые отложения с повышенным содержанием углеродистого материала, трактуемые как дистальное окончание турбидитового фациального ряда. В бортах трога они замещаются алеврито-песчаными отложениями турбидитовых конусов выноса. Осадконакопление сопровождалось проявлениями синхронного андезит-риолитового вулканизма. В глинистых породах осевой части трога, по данным В. И. Бергера [294], устанавливаются повышенные содержания сурьмы (до 200 г/т, при среднем содержании 32,3) и золота (до 0,035 г/т при среднем содержании 0,003), что можно интерпретировать как исходную геохимическую специализацию этих образований. Породы рудовмещающей триасовой толщи зонально метаморфизованы от андалузит-кордиеритовой субфации эпидот-амфиболитовой фации на участках палеоподнятий до хлорит-серицит-карбонатной субфации фации зеленых сланцев в осевой части трога.

Проявления золото-сурьмяного оруденения локализуются в осевой части Адыча-Тарынского трога, контролируясь взбросо-сдвигами, трассирующими градиентные зоны фаций и мощностей рудовмещающего терригенного комплекса.

Широко развитые мезозойские гранитоидные интрузии в смежных с Адыча-Тарынским трогом поднятиях и внутри него, как установлено В. И. Бергером и др. [30], прорывают и метаморфизуют рудовмещающие толщи и рудные тела золото-сурьмяных месторождений. В период коллизии Адыча-Тарынская зона претерпела интенсивные складчато-надвиговые деформации, в полной мере коснувшиеся и доскладчатого золото-сурьмяного оруденения.

При рассмотрении РОБ данной группы нельзя не упомянуть о проблеме месторождений тонковкрапленного золота в углеродистых карбонатно-терригенных и кремнисто-карбонатно-терригенных формациях, известных как тип Карлин и широко развитых в пределах Большого Бассейна в штате Невада (США). В соответствии с разработанной и принятой моделью [492] месторождение Карлин и другие однотипные объекты сформировались в третичный период в связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации. Однако имеются данные, что главным концентратором золота в неокисленных частях этих месторождений является ранний тонкозернистый, нередко фрамбоидальный пирит [434]. В локализации месторождений достаточно четко проявляется формационный контроль. Они локализуются в двух разновозрастных формационных комплексах: бо́льшая часть в верхнедокембрийско-среднедевонском (мощностью до 10 км), меньшая — в верхнедевонско-миссисипском (мощностью до 4,5 км). В составе каждого комплекса выделяется несколько рудоносных формаций. Наиболее известные и изученные силурийско-девонские — Робертс-Маунтинс, Ро-

бертс-Линн, Джеррит-Каньон — представлены темноцветными тонко- и ритмичнослоистыми углеродистыми карбонатно-тонкотерригенными отложениями, формировавшимися в глубоководных и умеренно глубоководных восстановительных обстановках застойных пририфовых илово-карбонатных впадин в пределах внешнего шельфа раннепалеозойского бассейна пассивной континентальной окраины на западе США [434, 527].

Последующая коллизия и связанные с ней тектоно-магматические процессы невадийского этапа привели к образованию сложно построенной аккреционной призмы, инъецированной кайнозойскими магматическими образованиями, что естественно привело к регенерации доаккреционного оруденения и формированию семейства полигенных и полихронных разнотемпературных и разноглубинных золоторудных месторождений с сопутствующей вольфрамовой, сурьмяной и ртутной минерализацией.

В этом смысле обстановки локализации доаккреционного редкометально-золотого оруденения в рассмотренных бассейнах окраин Сибирской и западной континентальной окраины Северо-Американской платформ обнаруживают определенное сходство. Таким образом, можно говорить, что специализированные на стратиформное редкометально-золотое оруденение рудоносные терригенные осадочные бассейны контролируются внешними частями шельфа и континентальным склоном деструктированных окраин континентальных плит.

Песчано-глинистые углеродистые комплексы миогеосинклинального или миктогеосинклинального типа являются составной частью практически всех рифейских и фанерозойских складчатых поясов, участвующих в строении территории России. До недавнего времени эти зоны рассматривались как слаборудоносные и изучались в основном с позиций локализации в них постскладчатых наложенных гидротермальных золотых, полиметаллических и редкометальных месторождений, связанных с орогенным и посторогенным гранитоидным магматизмом. Повышенный интерес к зонам развития черносланцевых толщ был вызван открытием серии крупнообъемных месторождений с прожилково-вкрапленными рудами золота, сурьмы, вольфрама в разных регионах земного шара. Можно констатировать, что выявленные месторождения этого типа далеко не исчерпывают потенциальных возможностей складчатых поясов на территории России.

IV.1.3.2. ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ БАССЕЙНЫ

Дивергентные РОБ формировались на шельфах гомогенных или деструктированных пассивных континентальных окраин с интенсивным карбонатным седиментогенезом. Обширные по площади субмаринные и маринные бассейны на фоне прерывистого, пульсационного, погружения выполнялись терригенными, органогенными, хемогенными литоральными, неритовыми, реже батиальными осадками, образующими сложно построенные полифациальные, обычно трансгрессивные комплексы. Бассейны данной группы заключают в себе крупные скопления нефти, газа, солей, многочисленные месторождения свинцово-цинковых руд, барита, иногда флюорита, сурьмы, ртути, фосфоритов, углей, россыпей. Важную роль в локализации как рудных и нерудных полезных ископаемых, так и углеводородов играют рифовые комплексы, эвапориты, линзы подводно-дельтовых осадков. Появление их обычно связано с деструкцией континентальных окраин и развитием рифтогенных структур, нередко сопровождаемых проявлениями субщелочного магматизма.

Для металлогенической специализации бассейнов данной группы прежде всего характерны промышленные стратиформные месторождения свинца и цинка с сопутствующими элементами: серебром, кадмием, германием, а также с баритом и флюоритом и др. По вещественному выполнению свинцово-цинковоносные бассейны данной группы могут быть подразделены на два типа:

а) карбонатно-терригенные сероцветные относительно глубоководной внешней части шельфа;

б) терригенно-карбонатные пестроцветные относительно мелководного шельфа.

IV.1.3.2.1. Карбонатно-терригенные бассейны со свинцово-цинковым оруденением

Эта группа рудоносных бассейнов по вещественным характеристикам занимает переходное положение между рассмотренными выше терригенными бассейнами с колчеданно-полиметаллическими месторождениями и терригенно-карбонатными со стратиформными свинцово-цинковыми в карбонатных формациях.

Одним из основных отличий бассейнов данной группы от терригенных является то, что основная масса свинцово-цинкового оруденения сосредоточена в карбонатных формациях, хотя отмечается оно и в терригенных углеродсодержащих формациях или отдельных пачках терригенно-карбонатных формаций. Точно так же, как в терригенных бассейнах, наряду с типоморфным колчеданно-полиметаллическим оруденением в углеродсодержащих терригенных формациях нередко присутствует оруденение в пачках карбонатных пород.

Вероятно, эти бассейны и пространственно занимают промежуточное положение между ними в профиле континентального шельфа на пассивных окраинах. К данному типу можно отнести позднерифейский Большепитский бассейн Енисейского кряжа с Горевским, Линейным и другими месторождениями; среднерифейский Юрматинский Башкирского поднятия (Южный Урал) с мелкими Кужинским, Верхнеаршинским и другими месторождениями; рифейский Прибайкальский с месторождениями Таборное и др.

Зоны развития рудоносных карбонатно-терригенных комплексов, так же как и терригенных, обычно рассматривались как миогеосинклинальные [301] в составе складчатых поясов.

Большепитский бассейн. По выявленным параметрам свинцово-цинковых руд этот бассейн, располагающийся в юго-западной части Енисейского кряжа, является наиболее интересным. Он выполнен позднерифейским вулканогенно-осадочным комплексом, выделяемым М. М. Лапшиным и Ю. А. Забировым [184] в объеме широкинской серии мощностью 4 км. В составе серии выделяются три формации (снизу вверх): рудоносная вулканогенно-карбонатно-терригенная (моряниxинская свита) мощностью 800—1400 м; рудоносная вулканогенно-глинисто-карбонатная (горевская свита) мощностью 1700—2100 м; вулканогенно-терригенная (свита Сухого хребта) мощностью более 1000 м (рис. IV.13).

В целом для комплекса характерны флишевая ритмичность, наличие подводно-оползневых и турбидитовых отложений, тяготеющих к нижней части разреза, углеродистых глинисто-карбонатных отложений зон застойной седиментации, пачек водорослевых рифовых карбонатов. В тер-

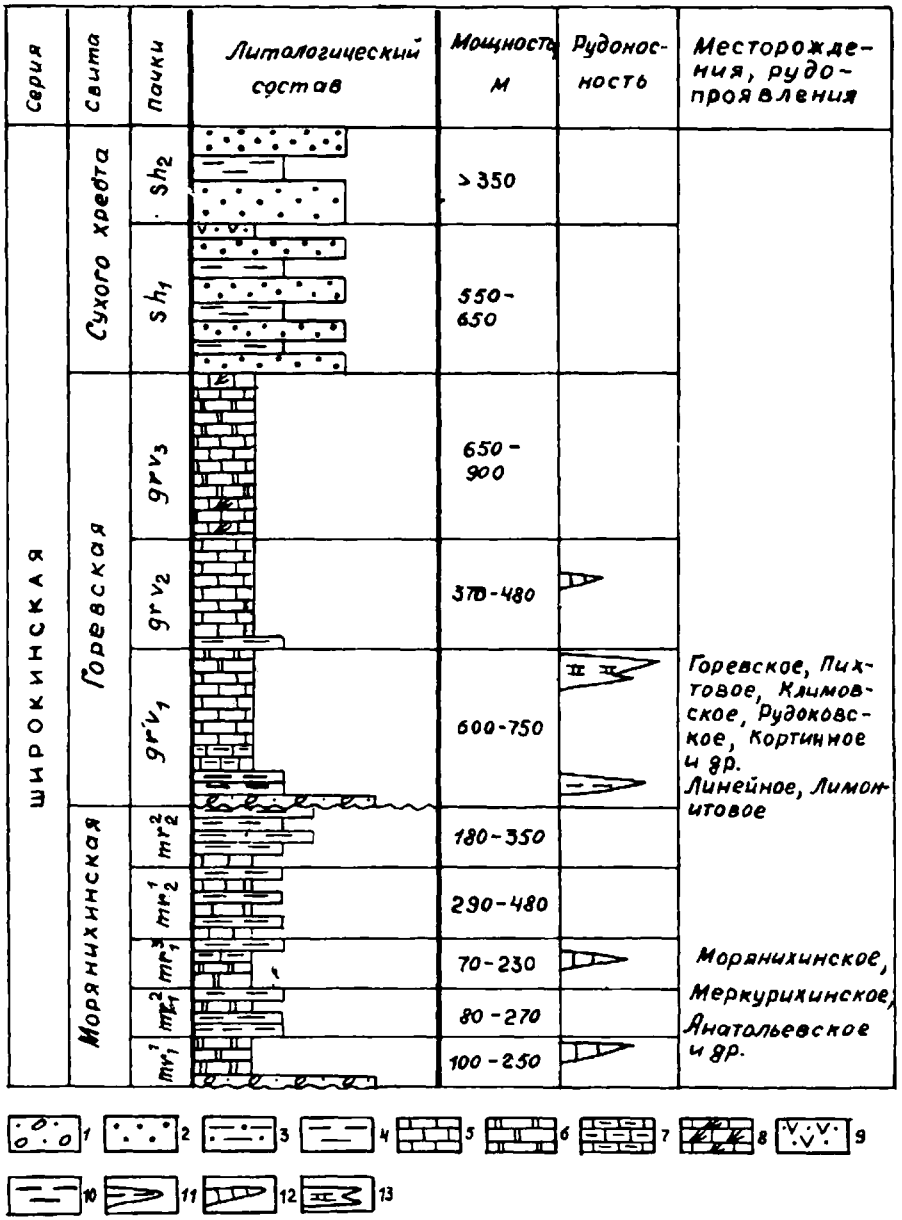


Рис. IV.13. Литологический состав и рудоносность позднерифейского комплекса Большепитского РОБ [184].

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты, сланцы; *4* — аргиллиты, сланцы; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — углеродистые известняки; *8* — обломочные известняки; *9* — метавулканиты; *10* — углеродистые сланцы; *11—13* — рудоносные горизонты: *11* — колчеданно-полиметаллические в углеродистых сланцах, *12* — свинцово-цинковые в карбонатных породах, *13* — цинково-свинцовоносные в кремнисто-карбонатных породах.

ригенных породах фиксируется примесь вулканогенного материала, количество которого возрастает в верхней части комплекса. Набор литолого-фациальных типов отложений рудовмещающего комплекса является характерным для внутреннего шельфа, переходящего в континентальный склон.

Свинцово-цинковое оруденение, выявленное в отложениях широкинской серии, обнаруживает в своем размещении четко выраженный стратиграфический, литолого-фациальный и палеотектонический контроль.

Установлены три основных рудоносных уровня в интервале стратиграфического разреза мощностью до 2000 м: нижний — в нижней части моряниxинской свиты; средний — в нижней части горевской свиты; верхний — в верхней части горевской свиты. Основная масса свинцово-цинковых руд, сосредоточенная в Горевском месторождении, локализуется на среднем, нижнегоревском, уровне.

По характеру вмещающих пород все месторождения и рудопроявления Большепитского бассейна подразделяются на три типа, каждый из которых характерен для одного из выделенных стратиграфических уровней: а) свинцово-цинковые в карбонатных породах, на нижнеморяниxинском уровне (Моряниxинское месторождение и др.); б) колчеданно-полиметаллические в пачках углеродистых кремнисто-карбонатных сланцев, на нижнегоревском уровне (Линейное и др.); в) цинк-свинцовые в кремнисто-карбонатных породах, также на нижнегоревском уровне, но выше по разрезу (Горевское и др.). Оруденение на месторождениях первого типа локализуется преимущественно в биогермно-биостромовых водорослевых доломитах на участках раздува их мощности. Рудовмещающие доломиты характеризуются повышенной железистостью и марганцовистостью. Палеотектонический контроль выражается в приуроченности этого типа месторождений к куполовидным конседиментационным поднятиям, трансформированным в брахиформные и линейно вытянутые антиклинальные структуры.

Рудные тела на Моряниxинском месторождении имеют линзообразную форму, размеры линз по падению и простиранию составляют 200—650 м при мощности 2—21 м. Текстура руд полосчатая и брекчиевидная. Рудные минералы представлены в основном галенитом и сфалеритом. Содержание пирита 1—5, редко он образует скопления до 10—15 %. Кроме того, в небольших количествах установлены халькопирит, пирит, пентландит, миллерит и др. [340]. Среднее отношение свинца к цинку 1 : 1. Кроме свинца и цинка в заметных количествах в рудах отмечаются серебро, кадмий, германий, медь, кобальт, никель, сурьма.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение в углеродистых сланцах, представленное Линейным (Рассохинским) месторождением и рядом рудопроявлений, несет все черты охарактеризованного выше типа. Рудовмещающие породы представлены пачкой тонкослоистых углеродистых сланцев в нижней части горевской свиты, среди которых выделяются кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы и филлиты с содержанием карбонатов до 10 %; углерод составляет в них в среднем 3,2, достигает 7 % [286]. Породы интенсивно пиритизированы. Отложения рудоносной пачки накапливались в локальных застойно-иловых депрессиях в резковосстановительной сероводородсодержащей среде. Размещение колчеданно-полиметаллических залежей контролируется наиболее прогнутыми участками палеодепрессий [94, 266], фиксируемых в современном структурном плане унаследованными синклиналями.

На относительно хорошо изученном Линейном (Рассохинском) месторождении рудное тело представлено линзовидной залежью с параметрами 1200×300×30 м, залегающей строго согласно с вмещающими породами. Текстура руд слоистая. В рудах сульфиды составляют до 60 %. Среди них резко преобладает пирит (80—90 %), галенит и сфалерит в сумме не превышают 10 %. Отмечаются халькопирит, арсенопирит, марказит, магнетит и др. Соотношение свинца к цинку 1 : 4. В заметных количествах в рудах присутствуют серебро, мышьяк, таллий, кадмий, кобальт, никель. По всем структурно-текстурным признакам рудная минерализация сингенетична вмещающим отложениям.

Цинк-свинцовые месторождения в кремнисто-карбонатных породах представляют основную практическую ценность Большепитского бассейна (Горевское месторождение и ряд рудопроявлений). Они локализуются в пачке тонкоритмичного переслаивания доломитистых и кремнистых известняков, частично углеродистых, доломитов, сидеритов, сидероплезитов и углеродсодержащих глинистых сланцев. Накопление осадков рудовмещающей пачки, по мнению В. В. Кузнецова и др. [94], происходило в локальных впадинах шельфового склона.

Рудная зона Горевского месторождения прослежена в северо-западном направлении на 1,8 км при мощности 100—250 м [94]. Она представлена серией линзовидных рудных тел, согласных с вмещающими породами. Наиболее крупное Главное рудное тело по простиранию вытянуто на 950, по падению — на 1200 м, при мощности 50—90, увеличивающейся в раздувах до 140 м. Текстура руд полосчатая, слоистая, брекчиевая, брекчиево-слоистая, реже массивная. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирротин. Помимо них в рудах присутствует еще около трех десятков рудных минералов: пирит, марказит, арсенопирит, буланжерит, халькопирит, аргентит и др. Характерной особенностью месторождения является преобладание свинца над цинком в соотношении в среднем 4 : 1. Количество сульфидов в рудах колеблется от 2—5 до 25—30, редко до 50—60 % (в среднем 16—20 %). В рудах присутствуют серебро, кадмий, германий, сурьма, мышьяк, медь, кобальт, никель, индий, таллий. Рудные тела дислоцируются и метаморфизуются совместно с вмещающими породами.

Исследователи, изучавшие Горевское месторождение, рассматривают его как гидротермально-осадочное [94, 106], гидротермально-метасоматическое [41, 255], претерпевшее складчатые и метаморфические преобразования. Основная масса оруденения была сформирована в процессе седиментогенеза синхронно с хемогенными железисто-карбонатными осадками. Повышенная кремнистость, железистость и марганцовистость рудовмещающих пород трактуется как индикатор эксгаляционной деятельности. Источник рудных элементов, по мнению В. В. Кузнецова и др. [94], комбинированный. Частично они поступали за счет выщелачивания захоронящимися морскими водами из нижележащих карбонатно-терригенных отложений, частично привносились в придонные слои флюидами, связанными с вулканической деятельностью.

Определенные черты сходства с Большепитским рудоносным бассейном обнаруживает Юрматинский бассейн Башкирского поднятия, заключающий ряд мелких свинцово-цинковых, баритовых, железорудных и марганцевых месторождений и рудопроявлений: Кужинское, Верхнеаршинское, Николаевское и др.

Юрматинский бассейн. В современных структурах охватывает центральную часть Башкирского поднятия, сложенную образованиями среднерифейской юрматинской серии. В разрезе серии, мощность которой колеблется от 3 до 5 км, выделяются четыре формации (снизу вверх): терригенно-вулканогенная (машакская свита) мощностью до 2000—2300 м; песчаниковая (зигальгинская свита) мощностью 850—1100 м; углеродсодержащая песчано-алевролитовая флишевая (зигазино-комаровская свита) мощностью 800—1200 м; доломито-глинисто-алевролитовая флишевая (авзянская свита) мощностью 600—900 м. По литолого-фациальным особенностям отложения юрматинской серии могут рассматриваться как образования относительно глубоководного шельфа при существенной роли турбидитов. Это позволяет отнести Юрматинский бассейн к пассивноокраинной группе.

Известное к настоящему времени свинцово-цинковое оруденение располагается в доломито-глинисто-алевролитовой формации (авзянская свита), тяготея к ее нижней и верхней частям. В нижней части формации локализуется Кужинское барит-свинцово-цинковое месторождение. Оруденение приурочено к пласту водорослевых доломитов мощностью 4—12 м, подстилаемому и перекрываемому черными доломитистыми алевролитами и углеродистыми аргиллитами. В рудах преобладает цинк, его отношение к свинцу составляет 7 : 1. В значительных количествах присутствует барит. Минеральный состав достаточно прост: сфалерит, галенит, пирит, марказит, мельниковит, халькопирит. Рудные тела вместе с вмещающими породами испытали складчатые и разрывные деформации, прорваны дайками основных и щелочных пород, что однозначно свидетельствует о докладчатом возрасте оруденения.

В верхней части формации локализуется Верхнеаршинское месторождение. Рудовмещающая пачка представлена чередованием строматолитовых и слоистых глинистых доломитов, сильноокремненных, мощностью 70 м. Рудные тела имеют линзовидную форму. Параметры наиболее крупного тела — 200×150×20 м. Соотношение свинца к цинку составляет 1 : (2÷3). Текстура руд массивная, полосчатая, брекчиевидная. Основная масса сульфидов представлена пиритом с переменным количеством галенита и сфалерита. Руды сильно окислены, с образованием «железной шляпы». В размещении свинцово-цинкового оруденения обнаруживается определенная связь с особенностями изменения состава, строения и мощности рудовмещающей формации.

Кужинское барит-полиметаллическое месторождение локализуется в зоне минимальных мощностей формации и развития глинисто-терригенных относительно мелководных и рифовых карбонатных отложений, что свидетельствует о наличии здесь локального конседиментационного палеоподнятия (рис. IV.14). К северу от него происходит увеличение мощности формации и роли в ее разрезе углеродсодержащих флишевых алевритоглинистых отложений, среди которых появляются горизонты сидеритов, иногда магнезитов. В районе Верхнеаршинского месторождения фиксируется еще одно палеоподнятие с развитием рифовых построек и межрифовых локальных котловин, в которых накапливались колчеданно-полиметаллические руды и марганцовистые осадки.

Повышенная кремнистость, железистость и марганцовистость пород рудовмещающей формации, так же как и в Большепитском бассейне, позволяет предполагать о проявлении вулканической деятельности, синхронной с осадконакоплением и рудообразованием.

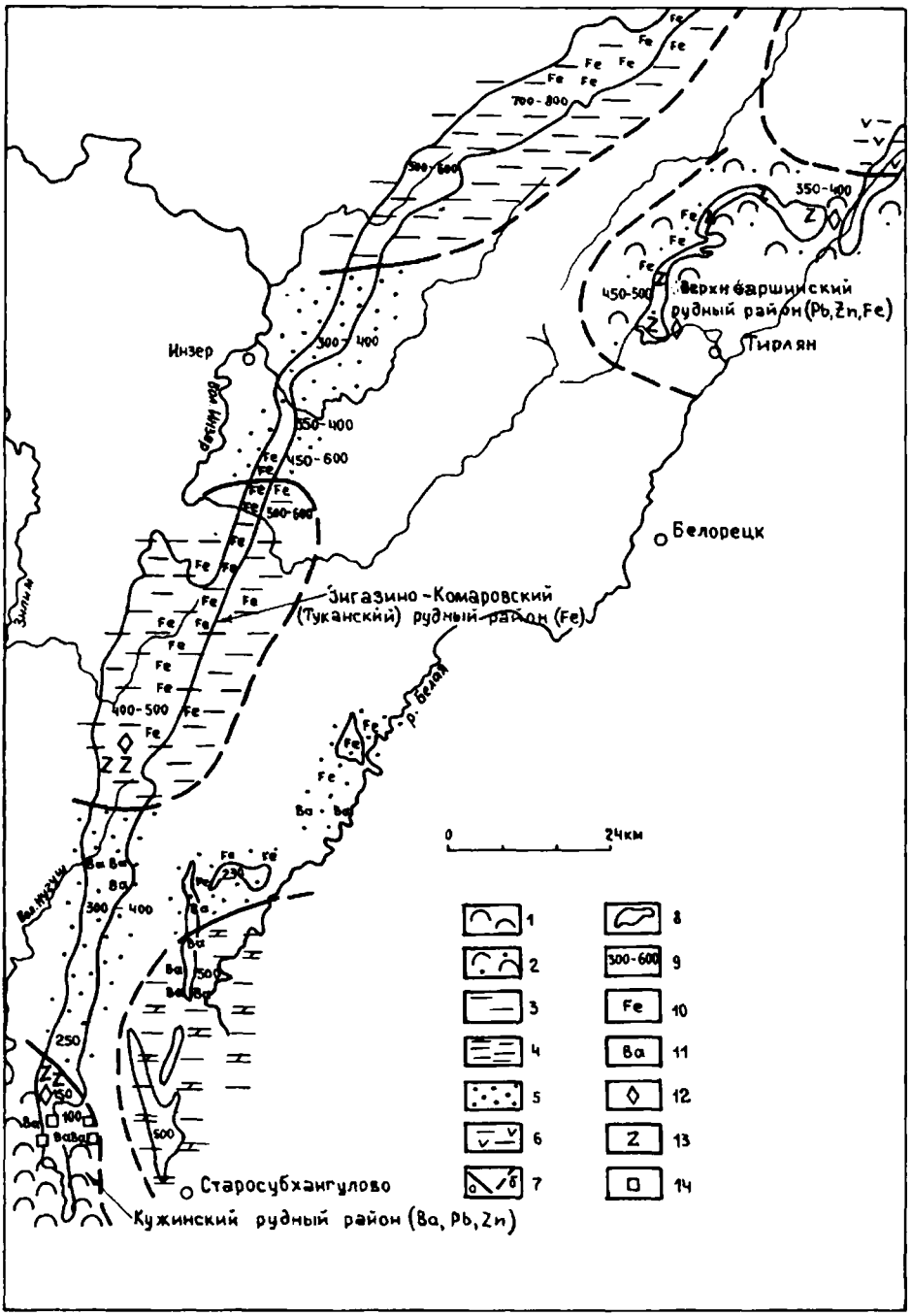


Рис. IV.14. Схема строения Юрматинского палеобассейна в авзянское время (Башкирское поднятие). Составлена В. П. Феоктистовым.

1—2 — палеоподнятия: *1* — рифогенное, *2* — карбонатная шельфовая банка; *3—4* — палеодепрессии: *3* — застойные с карбонатно-глинистым осадконакоплением,

Следует упомянуть также о наличии ряда флюоритовых рудопроявлений и Суранского селлаит-флюоритового месторождения, локализующихся в рифейских породах Башкирского поднятия. Ассоциация флюорит-баритовой и галенит-сфалеритовой минерализации характерна и для позднерифейского Прибайкальского бассейна [271].

К этой же группе РОБ можно отнести и широко известный позднепротерозойский бассейн Мак-Артур на северо-востоке Австралии (рис. IV.15), к которому приурочены уникальные по запасам серебросвинцово-цинковые месторождения рудного района Мак-Артур-Ривер. Этот рудоносный бассейн привлекает внимание тем, что, несмотря на докембрийский возраст, практически нетрансформирован и в нем довольно надежно установлены пространственно-временные соотношения полиметаллического оруденения и рудовмещающих отложений.

Бассейн Мак-Артур. Расположен на восточной окраине Северо-Австралийской плиты, подвергшейся деструкции в среднем протерозое (рис. IV.15). В результате этого подводный склон был осложнен трогом Баттен, выполненным мощной (>6 км) толщей вулканогенно-карбонатно-глинисто-терригенных отложений [40]. К востоку этот комплекс сменяется комплексом углеродистых флишевых образований трога Маунт-Айза с колчеданно-полиметаллическими месторождениями, фиксирующим окраину континентальной плиты. Рудовмещающий комплекс среднего протерозоя (группа Мак-Артур, поздний карпентарий с абсолютным возрастом 1600—1400 млн лет) в основании сложен песчаниковой формацией Мастертон мощностью до 800 м, сменяющейся вверх по разрезу алевритоглинисто-доломитовой толщей со строматолитами и псевдоморфозами по сульфатам и галиту подгруппы Умболугга мощностью до 2700 м [489]. В разрезе подгруппы Умболугга чередуются пачки доломитов кремнистых, брекчированных, песчанистых, водорослевых, массивных (от толсто- до тонкослоистых) алевролитов и аргиллитов, часто туфогенных, и кварцевых песчаников. В верхней части разреза подгруппы выделяется пачка битуминозных и туфовых доломитистых черных сланцев, интенсивно сульфидизированных: формация Барни-Крик, являющаяся рудовмещающей для полиметаллического оруденения.

Верхние горизонты группы Мак-Артур представлены глинисто- и песчано-карбонатными отложениями подгрупп Баттен (до 1500 м) и Натан.

Бо́льшая часть проявлений сульфидной полиметаллической минерализации в бассейне Мак-Артур приурочена к палеодепрессии Булбурра площадью 400 км^2, располагающейся в юго-восточной части трога Баттен. Они группируются в рудный район Мак-Артур-Ривер [526]. Залежи сульфидных руд контролируются локальными застойными впадинами площадью 0,5—2 км^2, фиксируемыми по появлению линз относительно глубоководных черных углеродистых туфогенно-доломито-глинистых отложений повышенной мощности, резко обособляющихся среди литоральных глинисто-доломитовых осадков. Рудные залежи в подобных депрессиях имеют тонко-

---

4 — с доломит-глинисто-алевролитовым осадконакоплением; *5* — переходные зоны с карбонатно-алевритовым осадконакоплением; *6* — зона вулкано-глинистой седиментации; *7* — границы палеоструктур установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *8* — контуры выходов пород авзянской свиты на современную дневную поверхность; *9* — мощность авзянской свиты, м; *10—14* — минерализация: *10* — сидерит, анкерит, бурые железняки, *11* — барит, *12* — галенит, *13* — сфалерит, *14* — пирит.

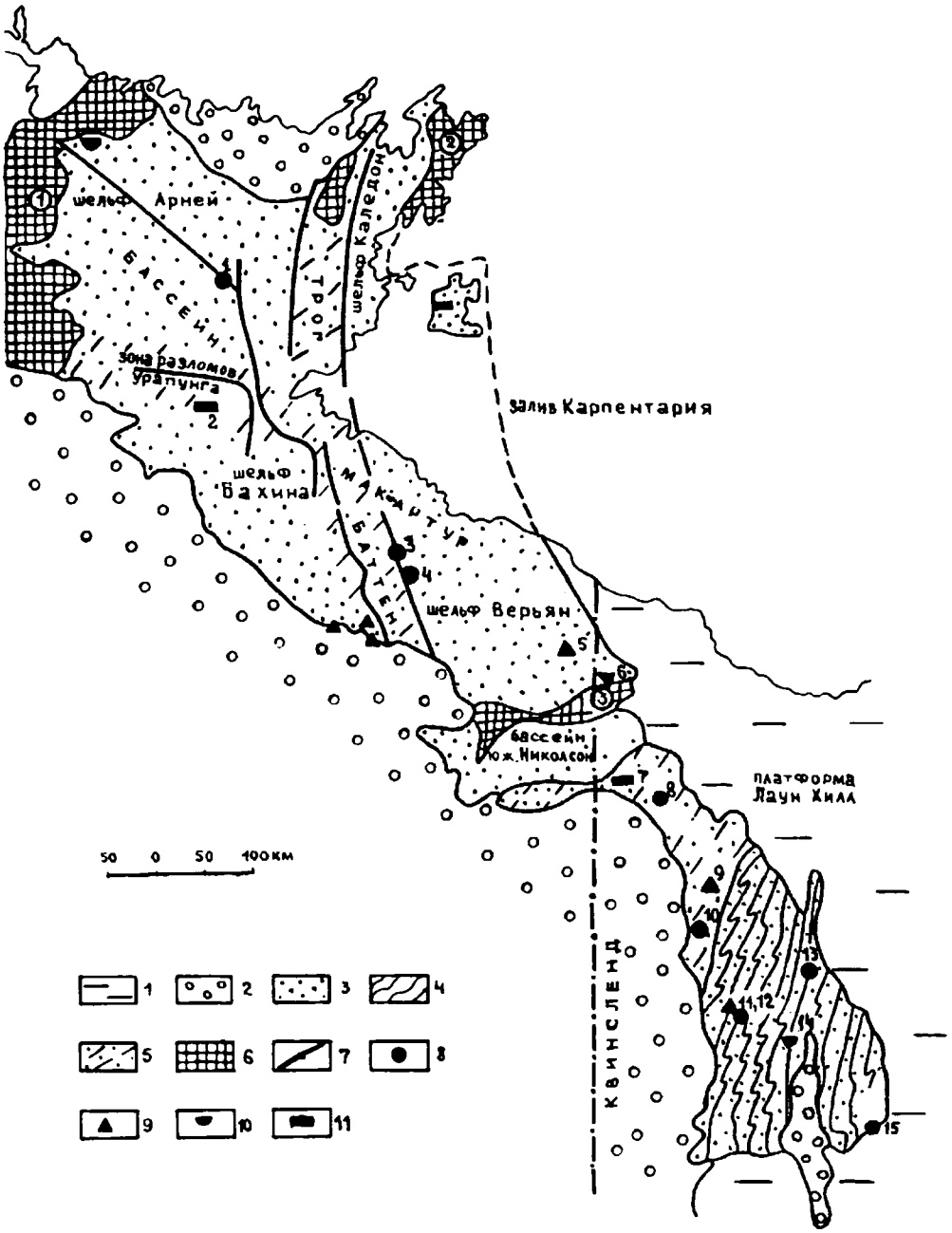


Рис. IV.15. Схема тектоники и рудоносности средне-позднепротерозойских осадочных бассейнов Северной Австралии ([411], с добавлениями из других источников).

1—3 — осадочные бассейны: *1* — мезозойские, *2* — палеозойские, *3* — средне-позднепротерозойские (карпентарий—аделаидий); *4* — геосинклинально-складчатая зона Маунт-Айза (карпентарий); *5* — зоны умеренной складчатости в отложениях карпентария; *6* — выступы метаморфического архея—раннего протерозоя (цифры в кружках: *1* — геосинклиналь Пайн-Крик, *2* — блок Арнем, *3* — тектонический хр. Мерфи); *7* — крупные разломы в бассейне Мак-Артур; *8—11* — рудные месторождения: *8* — полиметаллические, *9* — меди, *10* — урана, *11* — железа и марганца. *Цифры на схеме* — месторождения

слоистое строение, подчеркиваемое чередованием пиритовых, доломитовых и богатых рудными сульфидами слойков.

Параметры наиболее крупного рудного тела 1050×1650×50 м, средние содержания цинка — 10, свинца — 4 % [234]. Особенностью руд является тонкозернистость, что сильно затрудняет их макроскопическую диагностику. Сульфиды представлены пиритом, главным образом фрамбоидальным, сфалеритом и галенитом с примесью марказита, халькопирита и арсенопирита. Серебро связано исключительно с галенитом [234].

Минерализованные слои претерпевают постседиментационные деформации, участвуя в оползневых структурах, брекчиях обрушения и т. п., что позволяет трактовать рудные образования как синхронные с седиментацией и ранним диагенезом, отложившиеся из придонных металлоносных вод [429].

Кроме колчеданно-полиметаллического оруденения в линзах углеродистых сланцев присутствуют небольшие месторождения с галенит-сфалеритовой минерализацией в брекчиевых и массивных доломитах в прибортовых частях депрессии Булбурра. Рудные тела этих месторождений имеют неправильную форму и сложены агрегатами средне-крупнозернистых сульфидов (галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, пирит), образующих массивные скопления и прожилки во вмещающих доломитах. Оруденение этого типа, вероятно, связано с постседиментационным преобразованием рудовмещающих формаций.

Поступление рудных элементов в бассейн седиментации связывается с синхронной осадконакоплению вулканической деятельностью и подводными эксгаляциями, на проявление которых указывают наличие туфогенного материала и повышенная кремнистость отложений.

Рудовмещающие породы и руды месторождений района Мак-Артур-Ривер практически не затронуты процессами метаморфизма, чем объясняется, по-видимому, сохранение микрозернистого оруденения и его типичных седиментационных текстур. Таким образом, можно предполагать, что однотипные месторождения в метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексах, рассмотренных выше, до их преобразования могли обладать подобными особенностями. Этот факт является существенным при построении генетических моделей рудоносных бассейнов рассматриваемого типа.

IV.1.3.2.2. Терригенно-карбонатные бассейны с барит-флюорит-свинцово-цинковым оруденением

Рудоносные бассейны данной группы обычно рассматриваются как части «карбонатных платформ», т. е. литоральных или внутренних частей карбонатных шельфов, развивающихся на пассивных континентальных окраинах. В развитии таких бассейнов проявляются два этапа: начального рифтового, отражающего деструкцию пассивной континентальной окраины под воздействием тангенциальных напряжений, и последующего — «шельфового» прогибания. По характеру развития эти бассейны обнаруживают сходство с рифтогенными внутриплитными бассейнами. Однако можно считать, что движущие силы и механизм возникновения тех и других бассейнов

(рудные районы): *1* — Балмен, *2* — Ропер, *3* — Мак-Артур-Ривер, *4* — Кокско, *5* — Редбанк, *6* — Уэстморленд, *7* — Констанс Рендж, *8* — Лаун-Хилл, *9* — Маммот, *10* — Леди Лоретта, *11* — Маунт-Айза, *12* — Хилтон, *13* — Дугалд-Ривер, *14* — Мэри Кетлин, *15* — Пегмонт.

различны. Внутриконтинентальный рифтогенез обусловлен процессами образования мантийных куполов, сопровождаемыми соответствующими рудогенерирующими системами, в то время как раскол пассивных континентальных окраин связан в значительной степени с внутрикоровыми напряжениями, возникающими в процессе спрединга океанического дна.

Особенности развития бассейнов данной группы проявляются в своеобразном формационном выполнении и специфике рудоносности. Выполняющие их осадочные комплексы обычно имеют двучленное строение: нижняя часть представлена красноцветными терригенными субаэральными отложениями; верхняя, бо́льшая по объему, — морскими и прибрежно-морскими глинисто-карбонатными, сложными по фациальному составу, со значительной ролью рифовых образований.

Рассматриваемые бассейны обычно амагматичны, рудовмещающие комплексы могут прорываться дайками субщелочного состава. Слагающие их отложения включаются в слабодислоцированные платформенные чехлы как древних кратонов, так и фанерозойских орогенно-складчатых сооружений. В последнем случае они трактуются либо как квазиплатформенные, либо как миогеосинклинальные образования.

Для металлогенической специализации бассейнов данной группы прежде всего характерны промышленные стратиформные месторождения свинца и цинка с баритом, флюоритом и сопутствующими элементами: серебром, кадмием, германием и др., — широко известные как тип долины Миссисипи (MVT), т. е. свинцово-цинковые в карбонатных формациях. Месторождения этого типа весьма многочисленны и известны в осадочных бассейнах в основном палеозойского и мезозойского возраста [108, 182]. На континентальном шельфе восточной части Северо-Американской плиты в нижнепалеозойских отложениях локализуются свинцово-цинковые месторождения рудных районов юго-восточной части штата Миссури и Верхнемиссисипской долины, в верхнепалеозойских отложениях — районов Три-Стейт и Иллинойс-Кентукки. В позднедевонско-раннекаменноугольных бассейнах размещаются барит-свинцово-цинковые месторождения Ирландии в Европе, Южного Казахстана в Азии; в пермско-каменноугольных — свинцово-цинковые в провинциях Хунань и Юньнань Китая. На северо-западной окраине Северо-Американской плиты в девонских отложениях залегают рудные месторождения (Пайн-Пойнт); в триасовых бассейнах киммерид Балкано-Карпатского пояса — барит-свинцово-цинковые, сидеритовые, ртутно-сурьмяно-цинковые (месторождения Болгарии, Югославии, Австрии, Польши). В юрско-меловых отложениях Северной Африки заключены свинцово-цинковые месторождения Марокко, Алжира, Туниса.

Особенности строения и геологические условия локализации месторождений этого типа охарактеризованы в обширной литературе. В качестве примера остановимся на характеристике Большекаратауского и Центральноирландского РОБ, по которым в последние годы появились публикации, характеризующие их как целостные седиментогенные структуры.

Большекаратауский бассейн. Расположен на юге Казахстана. В современных структурах он представляет собой сложный складчато-надвиговый антиклинорий хр. Бол. Каратау, протягивающийся в северо-западном направлении на 400 км при ширине от 40 до 120 км. На юго-западе, северо-востоке и северо-западе структуры антиклинория погружаются под чехол мезозойско-кайнозойских платформенных впадин, к юго-востоку они переходят в складчатые сооружения Северного и Среднего Тянь-Шаня (рис. IV.16).

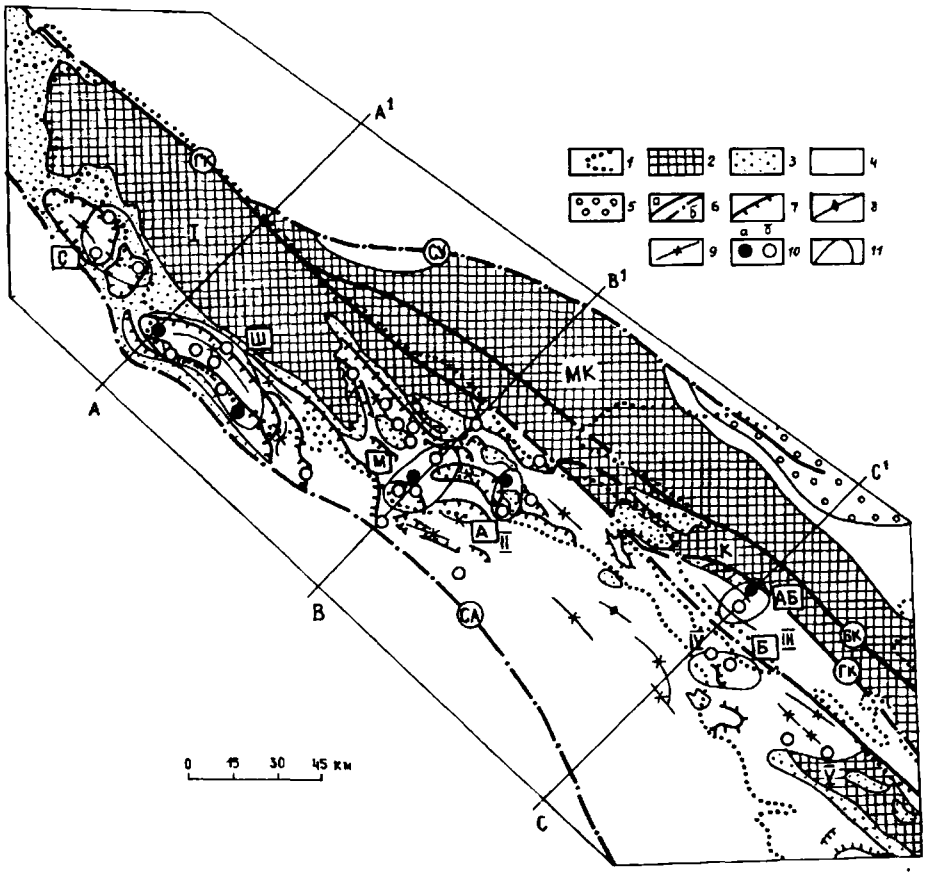
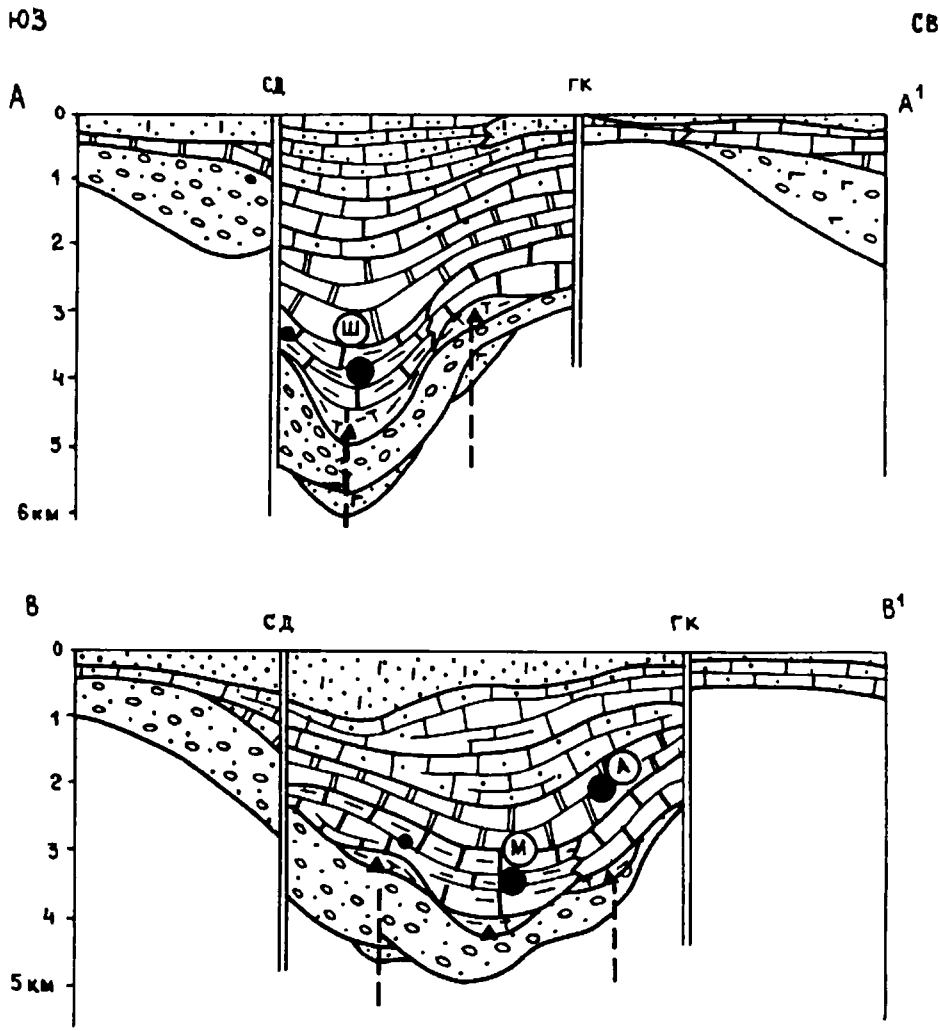


Рис. IV.16. Структурно-тектоническая схема домезозойских образований хр. Бол. Каратау и рудоносность девон-каменноугольного карбонатного комплекса ([80], с дополнениями).

МК — Малокаратауская зона; *К* — Кокджотская зона (блок); *I—V* — основные структурные единицы Большекаратауской зоны: *I*, *V* — антиклинории (*I* — Северо-Западного Каратау, *V* — Джабаглинский); *II—IV* — синклинории (*II* — Центрального Каратау, *III* — Байжансайский, *IV* — Боролдайский). *1* — контуры выходов домезозойских образований; *2* — складчатые комплексы протерозоя—ордовика нерасчлененные; *3* — средне-верхнедевонская красноцветная терригенная толща (нижняя континентальная моласса); *4* — карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы верхнего девона—карбона; *5* — терригенно-карбонатно-сульфатная формация перми (Мал. Каратау); *6* — крупнейшие региональные разломы (буквы в кружках): *ГК* — Главный Каратауский, *СУ* — Сузакский, *БК* — Большекаройский, *СД* — Сырдарьинский (*а* — выходящие на поверхность, *б* — под мезозойско-кайнозойским чехлом); *7—9* — структурные элементы в карбонатном комплексе верхнего девона—карбона Большекаратауской зоны: *7* — надвиги (зубцы на аллохтонных пластинах), *8* — оси антиклиналей, *9* — оси синклиналей; *10* — рудные узлы (барит)-свинцово-цинкового оруденения: *а* — с промышленными месторождениями, в том числе отработанными, *б* — с непромышленными месторождениями и рудопроявлениями; *11* — контуры рудных районов (буквы в квадратах): *С* — Сузакский, *Ш* — Шалкинский, *М* — Миргалимсайский, *А* — Ачисайский, *Б* — Боролдайский, *АБ* — Аксуран-Байджанский.



Заложение бассейна произошло в среднем девоне, когда вдоль юго-западной окраины каледонского Центральноказахстанского массива возник протяженный трог, выполненный красноцветными глинисто-конгломерато-песчаными с примесью туфогенного материала отложениями тюлькубашской и аршешской свит живет-франского возраста мощностью до 2000 м [76]. Местами среди красноцветных туфогенных пород отмечаются линзы оливиновых трахибазальтов.

К концу франского века в результате ингрессии моря в бассейне начинает накапливаться толща шельфовых, в основном карбонатных осадков фамен-визейского возраста мощностью до 3 км (рис. IV.17). Эта толща подразделяется на три формации (снизу вверх): фаменскую карбонатную (мощностью 250—1500 м); турнейскую карбонатную (900—2500 м); визе-серпуховскую терригенно-карбонатную (950—2000 м).

Фаменская карбонатная формация характеризуется фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощностей. В пределах Большекаратауского бассейна выделены [80] четыре основных типа разрезов:

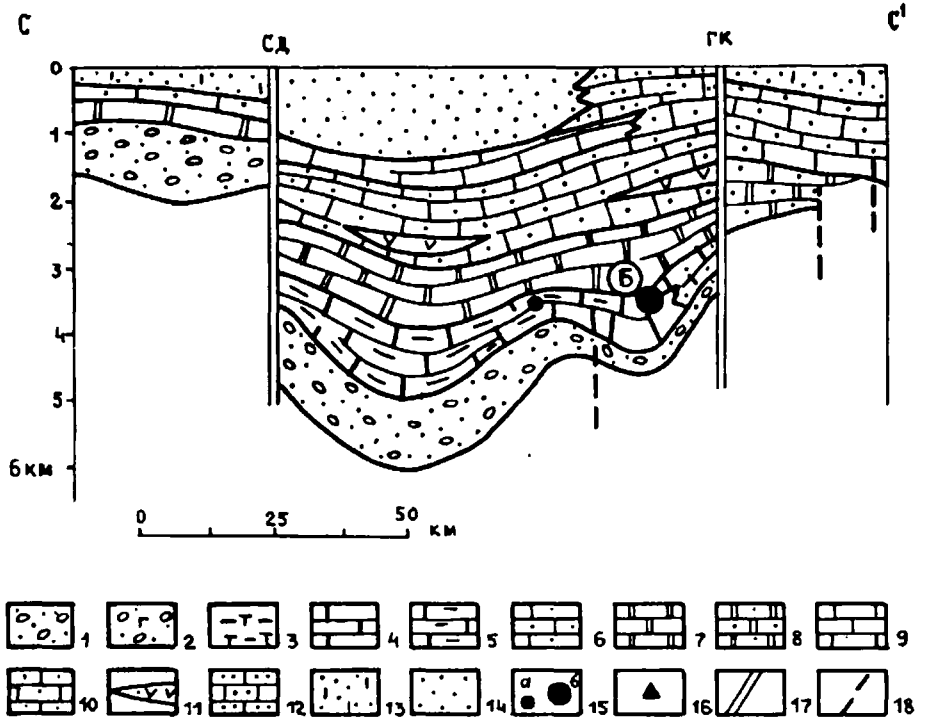


Рис. IV.17. Реконструированные палеогеологические профили через герцинский (D_2—C_2) прогиб Бол. Каратау (без учета горизонтальных постсреднекаменноугольных перемещений) [80].

1—14 — осадочные формации и типы отложений [*1—2* — стадии заложения (D_2—D_3f_1): *1* — красноцветная терригенная моласса, *2* — вулканогенная моласса; *3—12* — стадии проседания (D_3f_2—C_2b): *3* — позднефранская карбонатно-туфогенно-терригенная пестроцветная формация, *4—6* — типы отложений фаменской карбонатной формации (*4* — известняково-доломитовый, *5* — кремнисто-известняково-мергельный, *6* — терригенно-известняковый); *7—8* — типы отложений турнейской карбонатной формации (*7* — доломит-известняковый, *8* — терригенно-известняковый); *9—10* — типы отложений визе-серпуховской терригенно-карбонатной формации: *9* — существенно известняковый, *10* — песчано-известняковый; *11* — покровы трахибазальтов (C_1v_1), *12* — терригенно-карбонатные отложения башкирского яруса; *13—14* — типы отложений стадии инверсии (C_2b): *13* — карбонатно-терригенный сероцветный, *14* — терригенный грубообломочный красноцветный]; *15—16* — стратиформное оруденение: *15* — барит-полиметаллическое (*а* — промышленные месторождения, *б* — непромышленные месторождения и рудопроявления), *16* — медное (рудопроявления); *17* — глубинные разломы, ограничивающие рифт: *СД* — Сырдарьинский, *ГК* — Главный Каратауский; *18* — прочие конседиментационные разломы. *Месторождения* (буквы в кружках): *Ш* — Шалкия, *А* — Ачисай, *М* — Миргалимсай, *Б* — Байжансай. Положение профилей показано на рис. IV.16.

а) известняково-мергельный (турланская фация); б) известняково-доломитовый (кызылатинская фация); в) кремнисто-карбонатный (шалкиинская фация); г) терригенно-известняковый (аксуранская фация). Разрезы первых трех типов развиты в северо-западной и центральной частях хр. Бол. Каратау, четвертого — в юго-восточной части хребта. В породах формации в заметных количествах присутствуют ОВ, терригенный и кремнистый материал. К таким разностям, имеющим тонкоритмичное строение, тяготеет интенсивная вкрапленность пирита и сульфидов свинца и цинка.

Накопление отложений формации происходило в шельфовом бассейне, имевшем сложные конфигурацию береговой линии и морфологию дна [393]. Неравномерное опускание ложа бассейна седиментации обусловливало возникновение конседиментационных прогибов и поднятий, появление многочисленных межформационных размывов.

В турнейской карбонатной формации, отложения которой накапливались в условиях открытого шельфа, количество доломитов уменьшается вверх по разрезу. Литолого-фациальный состав характеризует относительная выдержанность по площади.

В верхней части комплекса в составе визе-серпуховской терригенно-карбонатной формации в заметном количестве появляются органогенно-обломочные известняки и калькаренить, прослои известковистых песчаников и алевролитов, иногда пестроцветных, что указывает на обмеление бассейна седиментации, связанное с его инверсией.

Профилирующим оруденением Большекаратауского бассейна является барит-свинцово-цинковое, сосредоточенное в основном в фаменских и в меньшей степени в турнейских отложениях. Кроме того, в нижней части рудоносного комплекса локализуются проявления бариево-железо-марганцевой, медной, марганцево-медно-свинцово-цинково-баритовой, а в верхней — барит-стронциевой и ртутно-барит-свинцово-цинковой минерализации [80, 276].

Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления встречаются по всему разрезу фаменских отложений и приурочены преимущественно к площадям развития известняково-доломитовой литофации. Выделяется несколько продуктивных пачек, представляющих собой чередование рудоносных, слаборудоносных и безрудных слоев. Так, в районе месторождения Миргалимсай рудная минерализация отмечается на 13 уровнях по всему разрезу верхнефаменских и нижнекаменноугольных отложений. При этом основное промышленное оруденение локализуется в средней части фаменских отложений в так называемом втором ленточном горизонте мощностью от 2 до 28 м. В Шалкиинском рудном районе продуктивная пачка приурочена к средней части верхнефаменских отложений. Ее мощность колеблется от 10 до 140 м. Промышленное оруденение концентрируется в двух горизонтах мощностью 5—20 м каждый.

В размещении оруденения устанавливается четко выраженный контроль палеотектоническими элементами фаменского шельфового бассейна. Рудные районы располагаются на склонах конседиментационных палеоподнятий, а в их пределах отдельные рудные залежи контролируются локальными пририфовыми и межрифовыми котловинами с застойным сероводородным режимом осадконакопления [393].

Морфология рудных тел — пластообразная, реже сложная трубо- и гнездообразная. Руды — вкрапленные тонкополосчатые, реже прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Соотношение свинца и цинка на месторождениях колеблется в широких пределах: от 1:2 до 1:20. Основными рудными минералами являются сфалерит, представленный обычно клейофаном, галенит и пирит, а также барит; второстепенными — арсенопирит, блеклые руды, халькопирит и др. Руды в повышенных количествах содержат серебро, кадмий, германий.

Подходы к трактовке генезиса барит-свинцово-цинкового оруденения Большекаратауского бассейна определяются выбором ведущих рудоконтролирующих факторов. Длительное время Миргалимсайское и другие месторождения хр. Бол. Каратау относились к телетермальной группе.

Их характерными признаками считались контроль разрывными нарушениями и развитие специфических околорудных изменений — доломитизации и окварцевания [152]. По мере установления связей в распределении оруденения с литолого-фациальными и палеотектоническими элементами строения рудовмещающей толщи предпочтение стало отдаваться эксгаляционно-осадочной модели формирования оруденения [80]. В то же время И. В. Стеценко и другие исследователи развивают представления о формировании полиметаллических залежей Каратау за счет разгрузки в придонной части бассейна осадконакопления элизионных подземных вод — рудоносных рассолов, экстрагировавших рудные элементы из подстилающих красноцветных терригенных формаций.

Весьма показательны особенности размещения свинцово-цинковых месторождений в нижнекаменноугольных отложениях Центральной Ирландии (Наван, Тайнаг, Силвермайнс) (рис. IV.18), составляющих в последние десятилетия основную базу цинковых руд Европы [352].

Центральноирландский рудоносный осадочный бассейн. Формировался на мобильном шельфе пассивной континентальной окраины с продвигавшейся с юга на север морской трансгрессией и значительными колебаниями мощностей и фаций (рис. IV.19). В распределении последних отчетливо прослеживается унаследованность от более древних каледонских структур [455]. Возникновение бассейна было связано с деструкцией в позднем девоне пассивной северо-западной окраины океана Рейк, сменившейся в раннем карбоне шельфовым осадконакоплением [230].

В разрезе рудовмещающего осадочного комплекса выделяются (снизу вверх): красноцветная континентальная моласса позднего девона, прибрежно-морские терригенные отложения верхнего девона—нижнего карбона, рудоносная шельфовая карбонатная формация турнейско-визейского возраста, угленосная терригенная паралическая формация среднего карбона, красноцветная терригенная континентальная формация позднего карбона—ранней перми.

Красноцветная терригенная формация позднего девона выполнена отложениями аллювиальных равнин, сменяющимися в верхней части прибрежно-морскими сероцветными алеврито-песчаными осадками. Мощность формации на палеоподнятиях Центральноирландского бассейна составляет 250—350 м, увеличиваясь в троговых зонах до 5 км и более.

Турнейско-визейская карбонатная толща имеет трехчленное строение. Нижняя часть мощностью до 350—450 м представлена «нижним глинистым известняком»: алеврито-глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, с обильными остатками криноидей и другой фауны, свойственной открытому шельфу. Средняя часть мощностью от первых сотен до 750 м позднетурнейско-ранневизейского возраста выделяется как уолсуортский известняк, или «рифовый известняк». Для этой формации характерно сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием микритовых куполов, межкупольных пририфовых брекчий и иловых впадин [467]. Накопление отложений формации происходило в нижней части шельфа в относительно спокойных гидродинамических условиях [351].

На уолсуортской рифогенной толще залегает известняк «калп» — толща темных, иногда кремнистых слоистых известняков мощностью до 300 м, почти не содержащих органические остатки и относимых к образованиям шельфовой лагуны [351].

В верхнедевонских красноцветных терригенных породах имеются мелкие проявления медистых песчаников и баритовой минерализации. Со-

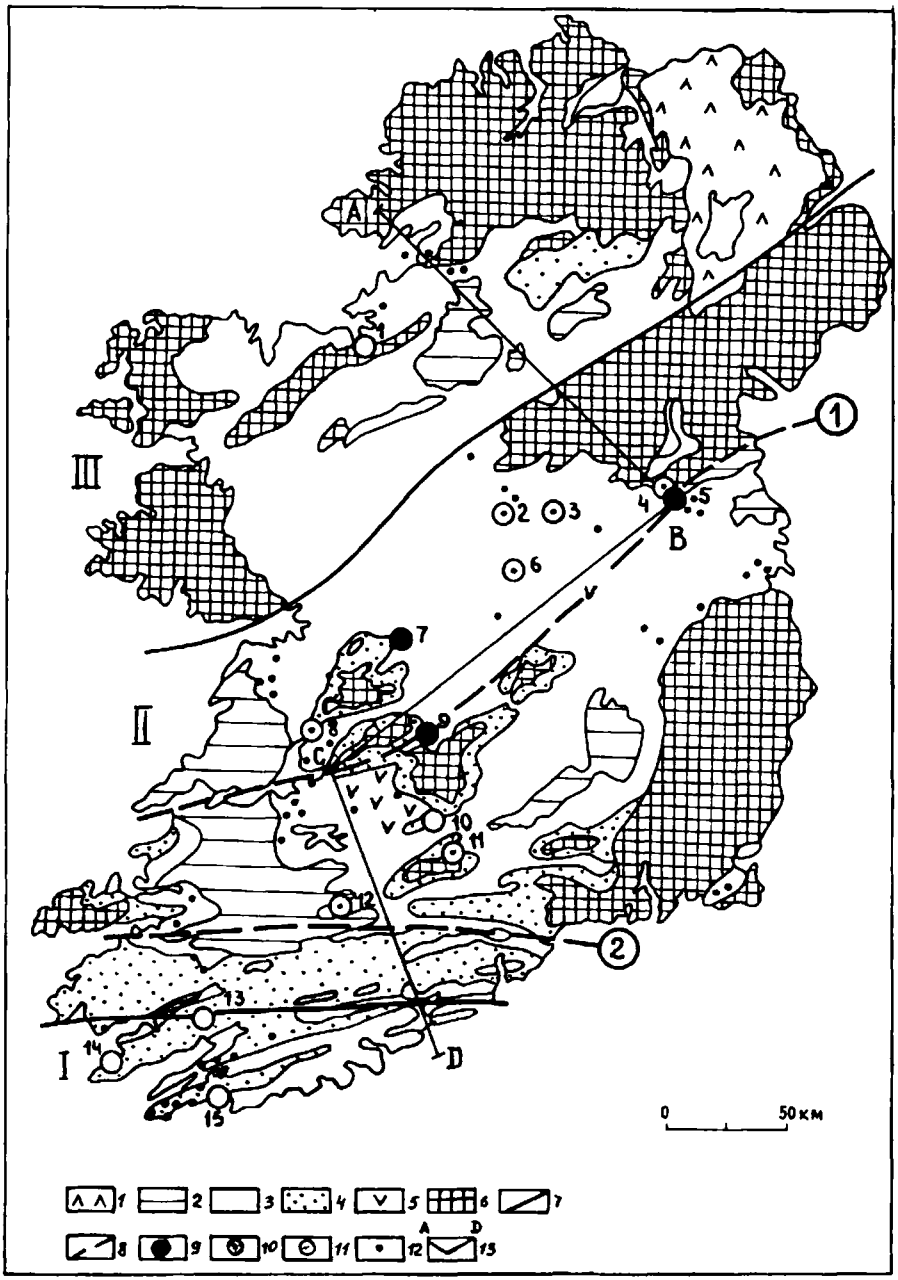


Рис. IV.18. Схема геологического строения Ирландии и рудоносности верхнедевонско-нижнекаменноугольных комплексов ([455], упрощено, с дополнениями).

1 — третичные вулканиты; *2* — постдинантские (намюр) терригенные угленосные отложения; *3* — динантский (C_1t+v) глинисто-карбонатный комплекс; *4* — Древний красный песчаник (D_3); *5* — проявления вулканизма (D_3—C_1); *6* — выступы гранитизированных складчатых каледонид; *7* — границы динантских осадочных бассейнов: *I* — Южный (Манстер), *II* — Центральный, *III* — Северо-Западный; *8* — важнейшие палеотектонические элементы (цифры в кружках: *1* — сутура Япетус, *2* — северная граница позднедевонского окраинного рифта); *9*—*12* — рудоносность осадочных комплексов D_3—C_1: *9*—*11* — поли-

провождающие медистые песчаники жильные халькопирит-барит-кварцевые тела отрабатывались в XIX в.

В нижней и средней частях динантского карбонатного комплекса заключены крупные промышленные месторождения и многочисленные проявления полиметаллических руд, имеющих разную морфологию: от пласто- и линзообразной до жильной.

Тела массивных и вкрапленных сульфидных медных, свинцово-цинковых с серебром и баритом руд приурочены к крыльям антиклинальных структур и располагаются вблизи сбросов восток-северо-восточного простирания. По направлению эти сбросы совпадают с сутурой Япетус, контролировавшей осадконакопление позднетурнейского—ранневизейского времени и представляющей главную осевую линию Центральноирландского бассейна (см. рис. IV.19). Для многих рудоконтролирующих разломов доказана их конседиментационная природа.

В размещении полиметаллического оруденения в Центральноирландском бассейне намечается латеральная и вертикальная зональность. Медная минерализация занимает наиболее низкое стратиграфическое положение, локализуясь в нижнетурнейских глинистых известняках преимущественно в нижней части бассейна. Свинцово-цинковое оруденение располагается выше по разрезу в более чистых известняках и доломитах. Наиболее крупные свинцово-цинковые месторождения локализуются внутри микритовых куполов, трассирующих сутуру Япетус, или к северу от нее [455]. Контроль оруденения палеоподнятиями проявлен во всех трех основных рудных районах бассейна. Рудные залежи месторождения Тайнаг локализуются в верхней части купольной рифогенной постройки. Для них характерно сочетание эпигенетической галенит-сфалеритовой минерализации в доломитизированных известняках и карбонатных брекчиях в склоновых частях микритового купола, переходящей в тонкополосчатые сульфидные руды в слоистых глинисто-кремнистых известняках локальных межкупольных котловин. На этих же участках появляются прослои кремнистых железняков. Среди рудных образований месторождения Тайнаг обнаружены «холмы» и «трубы», облекаемые гидротермально-осадочными слойками пирита, галенита, сфалерита, трактуемые обнаружившим их Д. Бэнксом [413] как древние аналоги «черных курильщиков».

Рудные тела месторождения Силвермайнс располагаются в локальных впадинах кровли куполовидных поднятий. В центральной части их руды представлены сульфидами с колломорфными структурами (пирит, марказит, сфалерит, галенит), в меньшей степени — прожилково-вкрапленной минерализацией в брекчиях и тонкозернистым сульфидным илом [352]. В рудах наблюдаются синседиментационные текстуры оползания. Мощность рудных залежей уменьшается к бортам локальных впадин. В составе некоторых залежей участвуют массивные и брекчиевые сидериты, иногда составляющие матрикс вкрапленных галенит-сфалеритовых руд, а по латерали они сменяются пластообразными телами баритов.

металлические и медные месторождения (*9* — эксплуатируемые, *10* — разведуемые, *11* — отработанные), *12* — рудопроявления меди, свинца, цинка; *13* — линия фациального профиля (см. рис. IV.19). *Месторождения* (цифры на схеме): *1* — Аббитуан (Pb, Zn), *2* — Кил (Zn), *3* — Баллиналак (Zn, Pb), *4* — Татестаун (Zn, Pb), *5* — Нанан (Zn, Pb), *6* — Моут (Zn, Pb), *7* — Тайнаг (Pb, Zn, Cu, Ag), *8* — Балливергин (Cu), *9* — Силвермайнс (Pb, Zn, Ag, Ba), *10* — Гортдрум (Cu, Ag, Hg), *11* — Архерлоу (Cu, Ag), *12* — Маллоу (Cu, Ag), *13* — Бэрхевен (Cu), *14* — Аллихис (Cu), *15* — Уэст-Карбери (Cu).

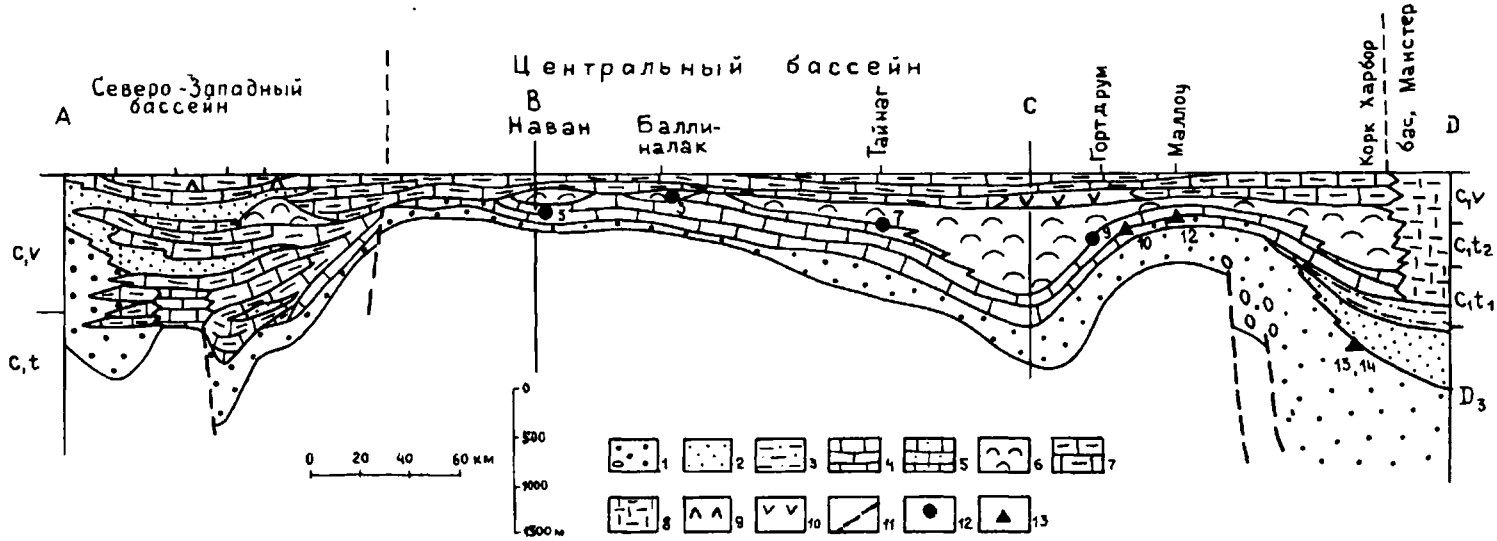


Рис. IV.19. Реконструированный фациальный профиль через позднедевонско-раннекаменноугольные бассейны Ирландии к концу визейского века [352, 455, 467].

1—8 — типы отложений: *1* — континентальные красноцветные песчаники, конгломераты, алевриты (Древний красный песчаник), *2* — прибрежно-морские песчаники и алевролиты, *3* — мелководно-морские песчаники, алевролиты, аргиллиты, *4* — преимущественно чистые слоистые известняки (микриты, калькарениты) открытого шельфа, *5* — известняки песчанистые с прослоями песчаников, алевролитов (мелководный открытый шельф), *6* — микритовые купола и межкупольные фации (уолсуортский рифогенный комплекс), *7* — темные глинистые и кремнистые известняки закрытого шельфа и лагун (кали), *8* — известковые турбидиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники континентального склона (кульм); *9* — прослои и линзы сульфатов; *10* — покровы основных вулканитов; *11* — конседиментационные разломы; *12—13* — месторождения: *12* — свинцово-цинковые и полиметаллические, *13* — медные. Номера месторождений соответствуют рис. IV.18.

На месторождении Наван оруденение контролируется отложениями Палевых слоев, представляющими собой тела калькаренитовых и оолитовых известняков мощностью до 180 м, трактуемых как образования крупного приливного канала, врезавшегося в массивные микриты карбонатной отмели. Рудовмещающие породы доломитизированы. Рудные тела линзовидной формы тяготеют к нижней и средней частям Палевых слоев, сливаясь в юго-восточной части месторождения в единое рудное тело мощностью более 60 м. Сульфидная минерализация (сфалерит, галенит, марказит, пирит) имеет послойное полосчатое распределение. Наблюдаются признаки как син-, так и эпигенетического рудообразования [352]. Формирование основной массы оруденения закончилось до предпоздневизейского размыва и последующего отложения известняков «калп». К. Эндрю и Дж. Эштон [407] связывают формирование галенит-сфалеритовых руд с пульсационным прогибанием ложа бассейна осадконакопления, сопровождавшимся подводными эксгаляциями рудоносных растворов, что в период накопления Палевых слоев создало сложную картину сочетания седиментационно-диагенетических тонкослойчатых текстур сульфидных руд с текстурами подводного оползания и смятия, гидравлического взламывания, заполнения пустот и замещения литифицированных карбонатов.

Охарактеризованные особенности рудоносности Большекаратауского и Центральноирландского терригенно-карбонатных бассейнов на деструктированных пассивных континентальных окраинах в той или иной степени свойственны и другим бассейнам этой группы. Можно считать типичным проявление региональной металлогенической зональности, выражающейся в смене вверх по разрезу выполняющих бассейн комплексов железо-марганцевого и медного оруденения барит-свинцово-цинковым. Причем практическую ценность имеет почти исключительно последнее.

Обращает на себя внимание широкое площадное развитие свинцово-цинкового оруденения в подобных бассейнах, что свидетельствует об их высокой рудоносности. Поэтому они заслуживают особого внимания при поисково-съемочных работах.

IV.1.3.3. КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ БАССЕЙНЫ

Эти рудоносные бассейны выделяются в особую группу по наличию в их составе кремнистых отложений, в большинстве случаев, как принято считать, связанных с синхронным проявлением вулканической деятельности. Содержание кремнистых пород в разрезе осадочных комплексов обычно редко достигает первых процентов, но их присутствие является важным индикаторным признаком потенциальной рудоносности осадочных бассейнов и специфических условий осадконакопления. Кремнистые осадки имеют преимущественно органогенную природу. Характерна почти постоянная ассоциация их с отложениями, обогащенными ОВ. Повышенное содержание кремнезема в морских водах, стимулирующее развитие выделяющих кремнезем организмов (радиолярий, диатомей, губок), связывается с поступлением его с вулканическими эксгаляциями.

По геодинамической обстановке локализации и характеру развития рассматриваемая группа бассейнов во многом близка охарактеризованным выше пассивноокраинным бассейнам, отличаясь от последних относительно более интенсивным проявлением вулканизма и более отчетливой связью с ним оруденения.

Синхронный с осадконакоплением вулканизм в условиях пассивной окраины, вероятно, обусловил и своеобразие металлогенической специа-

лизации кремнисто-терригенно-карбонатных бассейнов, выражающееся в широком развитии кремнистых фосфоритов с ванадием, молибденом, ураном, наличии золото-редкометальных, железо-марганцевых и барит-свинцово-цинковых, сурьмяно-ртутных месторождений различных генетических типов. К перечисленным месторождениям, известным в рассматриваемой группе осадочных бассейнов уже давно, в последние годы добавились открытые в Южном Китае промышленные месторождения молибдена и никеля с золотом и платиноидами, ассоциирующие с фосфоритоносными горизонтами.

По степени деструктированности ложа, геодинамическому типу, вещественному выполнению и металлогенической специализации среди бассейнов данной группы можно выделить два типа:

а) субаэрально-субмаринные пестроцветные на деструктированной континентальной окраине с двумя подтипами по профилирующему оруденению — железо-марганцево-барит-свинцово-цинковым и сурьмяно-ртутным;

б) шельфовые сероцветные на гомогенных континентальных окраинах фосфоритоносные, горючесланцевые, с уран-молибден-ванадиевым, молибден-никелевым с золотом и платиноидами оруденением.

IV.1.3.3.1. Бассейны с железо-марганцево-барит-свинцово-цинковым и сурьмяно-ртутным оруденением

Бассейны данного типа возникают на краях новообразованных коллизионных континентальных блоков при их последующей деструкции. Образующиеся системы рифтоподобных систем контролируют локальные полузамкнутые бассейны с кремнисто-терригенно-карбонатной седиментацией, сочетающейся с вулканическими постройками. Такие структуры трактуются как вторичногеосинклинальные [76, 346], парагеосинклинальные [213] или миктогеосинклинальные.

Типоморфным бассейнам этого типа является Жаильминский, заключающий в себе серию марганцево-железорудных и барит-свинцово-цинковых месторождений, выделяемых как месторождения атасуйского типа, по Атасуйскому рудному району, где они впервые были открыты и изучены [283, 300].

Жаильминский рудоносный бассейн. В современном структурном плане представлен одноименной сложно построенной мульдой (рис. IV.20), имеющей конседиментационную природу. Бассейн выполнен среднедевонско-нижнекаменноугольным вулканогенно-осадочным комплексом мощностью до 2 км, имеющим трансгрессивное строение. Нижняя часть комплекса сложена красноцветной вулканогенно-терригенной формацией живетского и франского ярусов мощностью от первых метров до 700 м. Выше залегает флишоидная толща глинисто-кремнисто-алевритовых, глинисто-кремнисто-карбонатных, углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных пород с горизонтами и линзами известняков, доломитов и кремнисто-карбонатных пород фаменского и турнейского возраста (рис. IV.21).

Формирование отложений красноцветной вулканогенно-терригенной формации происходило в субаэральном бассейне, возникшем при деструкции каледонского Центральноказахстанского континентального блока [76]. В составе формации преобладают осадки озерно-аллювиальной прибрежной равнины [43]. Местами отмечаются линзы миндалекаменных трахидацитовых порфиритов.

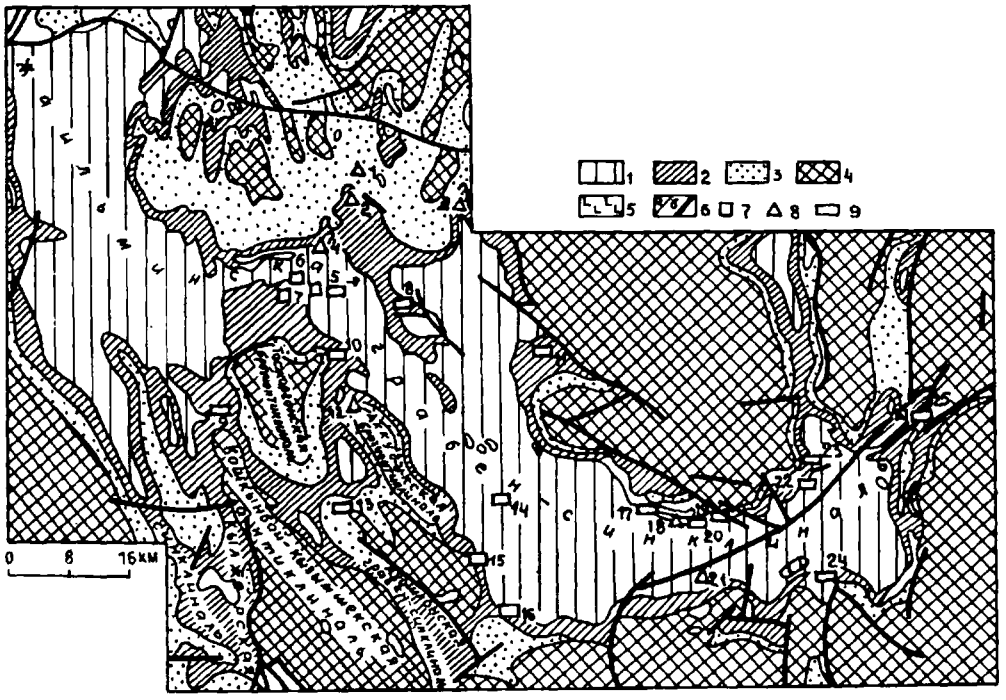


Рис. IV.20. Схема геологического строения Атасуйского рудного района [43].

1 — нижнекаменноугольные известняки, аргиллиты, песчаники; *2* — фаменские известняки, глинисто-кремнисто-карбонатные породы с пластами железо-марганцевых руд, туфы, туффиты; *3* — верхнемеловые красноцветные конгломераты, алевролиты, песчаники, линзы трахидацитовых порфиритов; *4* — доверхнедевонские образования; *5* — дайки диабазовых порфиритов; *6* — геологические границы (*а*) и разрывные нарушения (*б*); *7*—*9* — месторождения: *7* — барит-свинцово-цинковые (жайремский подтип), *8* — свинцово-цинковые (ушкатынский подтип), *9* — железо-марганцевые. *Месторождения* (цифры на схеме): *1* — Ушкатын-I; *2* — Ушкатын-III; *3* — Корсадыр; *4* — Северный Жайрем; *5* — Восточный Жайрем; *6* — Западный Жайрем; *7* — Дальнезападный Жайрем; *8* — Верный; *9* — Жомарт; *10* — Когалыжар; *11* — Баир-Демидовский; *12* — Аккудук; *13* — Караоба; *14* — Таскудук; *15* — Северный Бестау; *16* — Бестау; *17* — Дальнезападный Каражал; *18* — Западный Каражал; *19* — Восточный Каражал; *20* — Южный Каражал; *21* — Агцилы; *22* — Южный Ктай; *23* — Бол. Ктай; *24* — Южный Клыч; *25* — Бестобе.

В начале фаменского века произошла ингрессия моря и в образовавшемся морском бассейне, имевшем сложную конфигурацию и резко расчлененный характер дна, накапливались полифациальные осадки. В депрессионных впадинах осаждались глинисто-кремнисто-карбонатные, нередко флишоидные, углеродсодержащие отложения. В прибортовых частях и на палеоподнятиях, часто носивших островной характер, формировались рифовые массивы, за счет размыва которых образовались прибрежно-морские градационнослоистые детритусовые известняки. Осадконакопление сопровождалось синхронной вулканической деятельностью вплоть до отдельных подводных излияний базальтоидов, тяготеющих к осевой и прибортовой частям бассейна. На этих же участках периодически накапливались металлоносные осадки, обогащенные марганцем, железом, свинцом, цинком, барием.

Горизонты железных, марганцевых и барит-свинцово-цинковых руд встречаются по всему разрезу фаменских отложений. Исследованиями

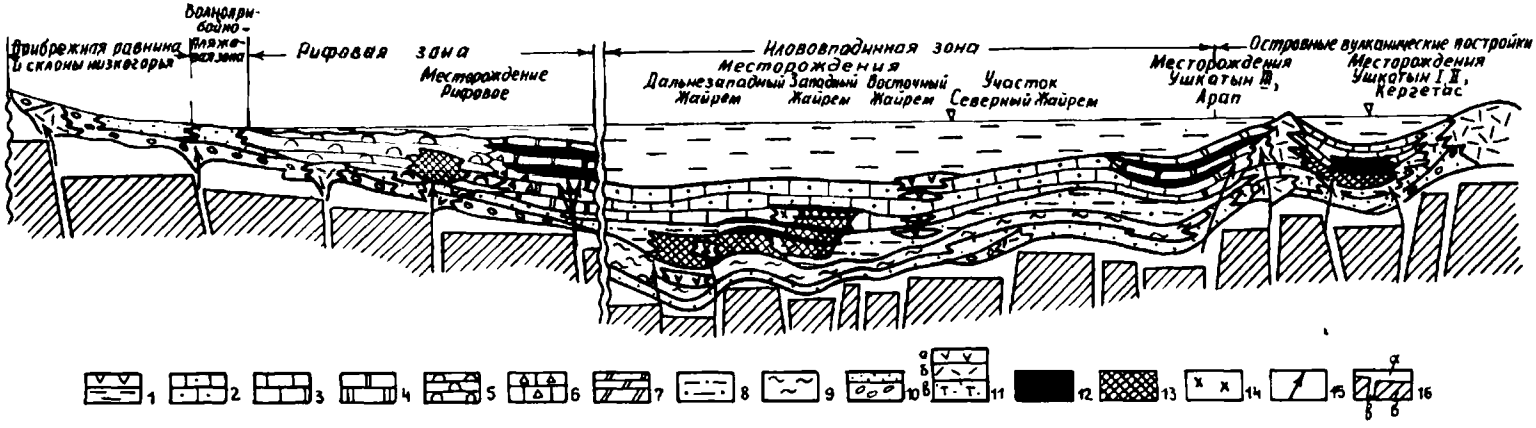


Рис. IV.21. Схематизированный литолого-фациальный профиль фаменского осадконакопления Жаильминьского РОБ [282].

1 — уровень поверхности морского бассейна в конце фаменского века; *2—6* — известняки: *2* — кремнистые узловато-слоистые красноцветные, *3* — то же, сероцветные, *4* — органогенно-детритовые, *5* — рифовые, органогенно-водорослевые, *6* — брекчиевые, седиментационные известняковые брекчии; *7* — доломиты и доломитистые известняки; *8—9* — глинисто-кремнисто-карбонатные породы: *8* — флишоидного строения, *9* — линзовиднослоистые; *10* — песчаники, алевролиты, конгломераты; *11* — вулканиты: *а* — базальтового и трахибазальтового состава, *б* — трахилипаритового состава, *в* — вулканогенно-обломочные; *12—14* — руды: *12* — железо-марганцевые, *13* — свинцово-цинковые, *14* — баритовые и барит-свинцово-цинковые; *15* — направления движения рудоносных растворов; *16* — глыбовое основание фундамента: *а* — терригенно-вулканогенные отложения нижнего—среднего девона, *б* — метаморфизованные толщи нижнего палеозоя с интрузиями гранитоидов, *в* — разломы глубокого заложения и длительного развития.

А. А. Рожнова, Н. М. Бузмакова, Н. М. Митрясвой, В. А. Лыткина, Н. С. Скрипченко и других установлен стратиформный характер месторождений Жаильминского бассейна, выражающийся в их связи с углеродистой терригенно-кремнисто-карбонатной формацией фаменского возраста. В размещении отдельных месторождений и рудных тел в пределах бассейна четко проявляется литолого-фациальный и палеотектонический контроль.

Железо-марганцевое оруденение локализуется преимущественно в пачках красноцветных известняков, формировавшихся в окислительных условиях.

Свинцово-цинковые рудные залежи контролируются либо пачками темноцветных тонкослоистых углеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, либо телами рифогенных карбонатов, накапливавшихся в восстановительной обстановке. Пачки рудовмещающих глинисто-кремнисто-карбонатных тонкослоистых отложений фиксируют локальные конседиментационные депрессии, а рифогенные массивы характерны обычно для локальных палеоподнятий.

По текстурно-структурным особенностям различают два типа свинцово-цинковых руд: тонкослоистые, тонковкрапленные син-диагенетические или гидротермально-осадочные и прожилково-вкрапленные пятнистые, брекчиевидные средне- до крупнокристаллических, метасоматические в измененных карбонатных породах. По соотношению этих типов руд выделяются два подтипа месторождений: жайремский, на котором представлены оба типа руд, и ушкатынский, который характеризуется развитием руд в основном второго типа.

Руды Жаильминского бассейна отличает комплексность. По данным А. А. Рожнова [283], для железных руд характерны повышенные содержания германия, мышьяка, свинца, цинка; для марганцевых — серебра, мышьяка, сурьмы, ртути, иногда индия; для цинковых — кадмия, германия, ртути; для баритовых — стронция, ртути, серебра.

На основе выявленных фактов и закономерностей разработана модель полигенного и полихронного генезиса оруденения с выделением гидротермально-осадочной (син-диагенетической) и гидротермально-метасоматической (эпигенетической) стадии рудообразования [282, 317]. При этом учитываются как вулканогенные процессы, ответственные за привнос в бассейн рудного материала и его перераспределение в ранее литифицированных отложениях, так и процессы син-диагенеза и эпигенеза, протекавшие на разных стадиях развития осадочного бассейна.

С подобным типом бассейнов связаны многочисленные флюорит-сурьмяно-ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения джаспероидного типа, известные в Южно-Ферганском и Зеравшано-Гиссарском рудных поясах Южного Тянь-Шаня, в Южном Китае, в Динарской, Тосканской, Невадийской и других провинциях. Рудоносные бассейны закладывались на этапе деструкции коллизионных областей и выполнялись трансгрессивными терригенно-кремнисто-карбонатными комплексами мощностью до 2—2,5 км. В основании комплексов обычно залегают терригенные формации, нередко красноцветные. Основная часть комплексов представлена карбонатными толщами с тем или иным количеством кремнистых пород. Карбонатные породы — известняки и доломиты — нередко имеют оолитовую структуру, переходят в конседиментационные брекчии со следами оползания. Отмечаются породы с повышенной битуминозностью, марганцовистостью, сульфатоносностью, железистостью [25]. Накопление этих от-

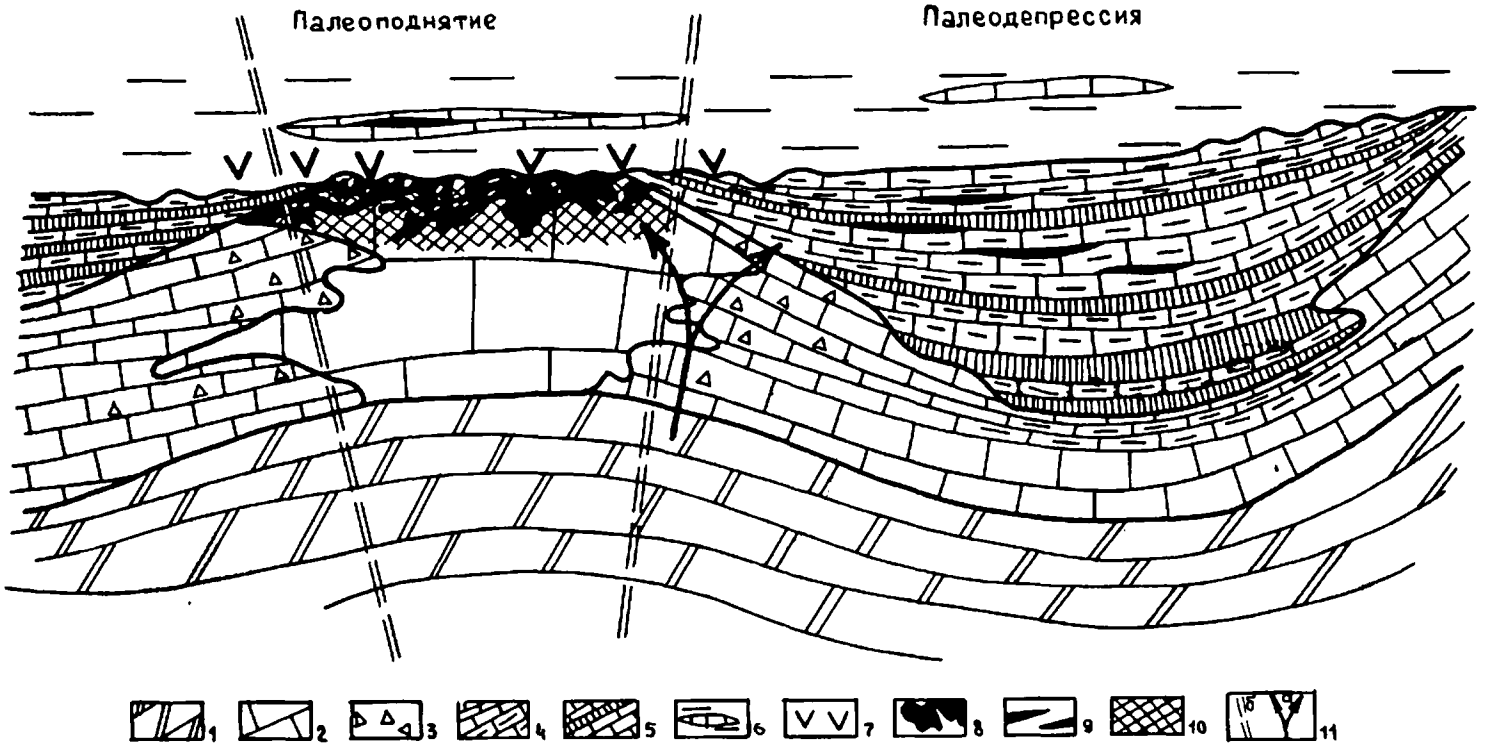


Рис. IV.22. Палеогеологический профиль рудного района Зеравшанского типа с джаспероидным сурьмяно-ртутным оруденением [27].

1—5 — комплекс пассивной окраины (S_2—D_1), фации: *1* — литоральная сульфатно-доломитовая (S_2—D_1), *2* — рифовая известняковая (D_1), *3—5* — околорифовые бассейновые: *3* — предрифовые обломочные шлейфы (D_1), *4* — глинисто-карбонатная внешнего шельфа (D_{1-2}), *5* — карбонатно-глинисто-кремнистая относительно глубоководная (некомпенсированный прогиб) (D_{1-3}); *6—7* — пострудный перекрывающий комплекс задугового бассейна (C_1): *6* — турбидитные и олистостромовые отложения, *7* — проявления среднего и кислого вулканизма; *8—10* — рудные и сопутствующие образования (D_3): *8* — оруденелый палеокарст, *9* — пластообразные рудоносные залежи, *10* — гидротермальные метасоматиты: джаспероиды, доломитолиты; *11* — направления движения (*а*) рудоносных гидротерм по конседиментационным разломам (*б*).

ложений происходило в морских полузамкнутых бассейнах при наличии локальных палеоподнятий, подчеркиваемых рифовыми постройками и отмелями, фиксирующихся по сокращению мощности карбонатных толщ в 2—5 раз. Именно на таких участках наблюдаются межформационные перерывы, древнее карстование пород, появляются древние коры выветривания, развиваются бокситоподобные породы на карбонатных массивах. Важным элементом строения рудоносных структур являются перекрывающие карбонатные формации сланцевых, флишевых алеврито-глинистых толщ в автохтонном или аллохтонном залегании, позволяющих определить геологический возраст ртутно-сурьмяного джаспероидного оруденения как доскладчатый [27].

Рудные тела на ртутно-сурьмяных месторождениях джаспероидного типа контролируются поверхностями межформационных перерывов между карбонатной и перекрывающей флишевой формациями в апикальных частях палеоподнятий и системами ограничивающих их разломов конседиментационной природы (рис. IV.22) [27]. Морфология рудных тел может быть пластовой, неправильной гнездо-, жило- и штокверкообразной. В составе руд наряду с сурьмой и ртутью широко представлена полиметаллическая, флюоритовая и баритовая минерализация.

На генезис джаспероидных ртутно-сурьмяных месторождений нет общепринятой точки зрения. Долгое время они рассматривались как типичные телетермальные, связанные с глубинными рудогенерирующими очагами и сформировавшиеся на орогенном этапе [357]. В. Т. Сургай некоторые ртутно-сурьмяные месторождения Тянь-Шаня относил к осадочно-диагенетическим. В. И. Бергер [334] считает, что формирование ртутно-сурьмяного джаспероидного оруденения происходило в результате привноса рудоносных растворов по конседиментационным разломам в бассейн осадконакопления. Разгрузка растворов на локальных палеоподнятиях приводила к образованию эпигенетического оруденения, контролируемого благоприятными литологическими и структурными обстановками. Одновременно в смежных с палеоподнятиями локальных конседиментационных депрессиях могли возникать син-диагенетические скопления ртути, сурьмы, фтора, мышьяка, золота.

IV.1.3.3.2. Бассейны фосфоритоносные, горючесланцевые, уран-молибден-ванадиевые, золото-платиноидно-молибден-никеленосные

Эти бассейны характерны для краевых частей древних континентальных глыб, развивавшихся в режиме пассивной окраины. Осадочные формации этих бассейнов слагают нижние части плитных чехлов. Они могут оставаться слабодеформированными, как это наблюдается по окраинам Русской и Сибирской платформ, или подвергаться складчато-разрывным дислокациям различной интенсивности, что характерно для окраин плит, участвующих в строении коллизионных поясов. Такие плиты обычно выделяются в качестве срединных массивов (Центральноказахстанский, Буреинский и др.), а зоны, сложенные дислоцированными углеродистыми кремнисто-терригенно-карбонатными комплексами, выделяются как мио- или миктогеосинклинальные, перикратонных впадин и т. п. [77, 301].

Характерной чертой рудоносности рассматриваемых бассейнов является широкое площадное развитие фосфатоносных отложений и горючих сланцев, тесно ассоциирующих в разрезах с пачками углеродистых алеврито-глинистых пород, геохимически обогащенных ванадием, ураном, молиб-

деном, кобальтом, никелем и рядом других элементов. Накопление фосфатного вещества обычно связывается с механизмом действия апвеллинга — поступлением и смешением холодных придонных океанических вод, обогащенных кроме кремнезема фосфатами и рядом тяжелых металлов, с теплыми водами шельфовых областей в приэкваториальных поясах. Такие зоны характеризовались интенсивным развитием биоса, замедленными темпами хемогенной и биогенной седиментации карбонатных и кремнистых осадков, ограниченным поступлением терригенного материала, длительностью процессов седиментогенеза и диагенеза. Осадконакопление происходило на фоне медленных пульсационных колебаний, что приводило к перемыву, сортировке и концентрации фосфатного вещества. Отмечается приуроченность месторождений морских фосфоритов к конседиментационным палеоподнятиям [77].

При осложнении континентальных шельфов мобильными прогибами вдоль рифтогенных систем возникали зоны с менее активными гидродинамическими условиями. В этих прогибах наряду с осаждением фосфатов происходила седиментация карбонатно-глинистых отложений, обогащенных аквальным ОВ. Битуминозные карбонатно-кремнисто-глинистые илы интенсивно аккумулировали из придонных вод ванадий, молибден, уран, кобальт и некоторые тяжелые металлы, вплоть до концентраций, представляющих практический интерес. До недавнего времени в таких образованиях были известны в основном небольшие месторождения урана с ванадием и молибденом. Открытие в Южном Китае в подобных отложениях промышленных месторождений молибдена и никеля с золотом и платиноидами [426, 471] явилось свидетельством возможности выявления такого рода оруденения и в других бассейнах этого типа.

Южно-Китайский рудоносный бассейн (рис. IV.23) расположен на крупном древнем континентальном блоке, занимающем юго-восточную часть Китая и выделяемом в качестве досинийской платформы Янцзы [132, 133]. Рудоносный комплекс бассейна выполнен толщей синийско-кембрийских отложений, представляющих нижний структурный ярус платформенного чехла (рис. IV.24).

В основании комплекса выделяется формация тиллитов Наньто мощностью до 50—100 м, трансгрессивно залегающая на досинийском фундаменте. Формация представлена конгломератами, пестроцветными песчаниками и сланцами. Выше по разрезу тиллиты Наньто перекрываются существенно карбонатной толщей верхнего синия (формации Доушаньто, Деньин и их аналоги). Состав и мощность верхнесинийских отложений довольно сильно меняется по площади их развития. В западной и юго-западной частях платформы преобладают доломиты слоистые и глинистые с прослоями аргиллитов и кварцевых песчаников в основании и в верхах толщи. В верхней части разреза имеются пласты фосфоритов. Мощность верхнесинийских отложений составляет 600—800 м.

В центральной части платформы мощность верхнесинийских отложений не превышает 250—300 м, среди них преобладают светлоокрашенные доломиты. Пласты фосфоритов встречаются по всему разрезу толщи. Восточнее мощность верхнесинийских отложений увеличивается до 1000 м и более. Существенную роль в их разрезе играют черные сланцы, переслаивающиеся черными тонкослоистыми доломитами и известняками, прослоями кремнистых пород и фосфоритов.

Вверх по разрезу синийские отложения постепенно сменяются нижнекембрийскими доломитами и черными углеродистыми сланцами с жел-

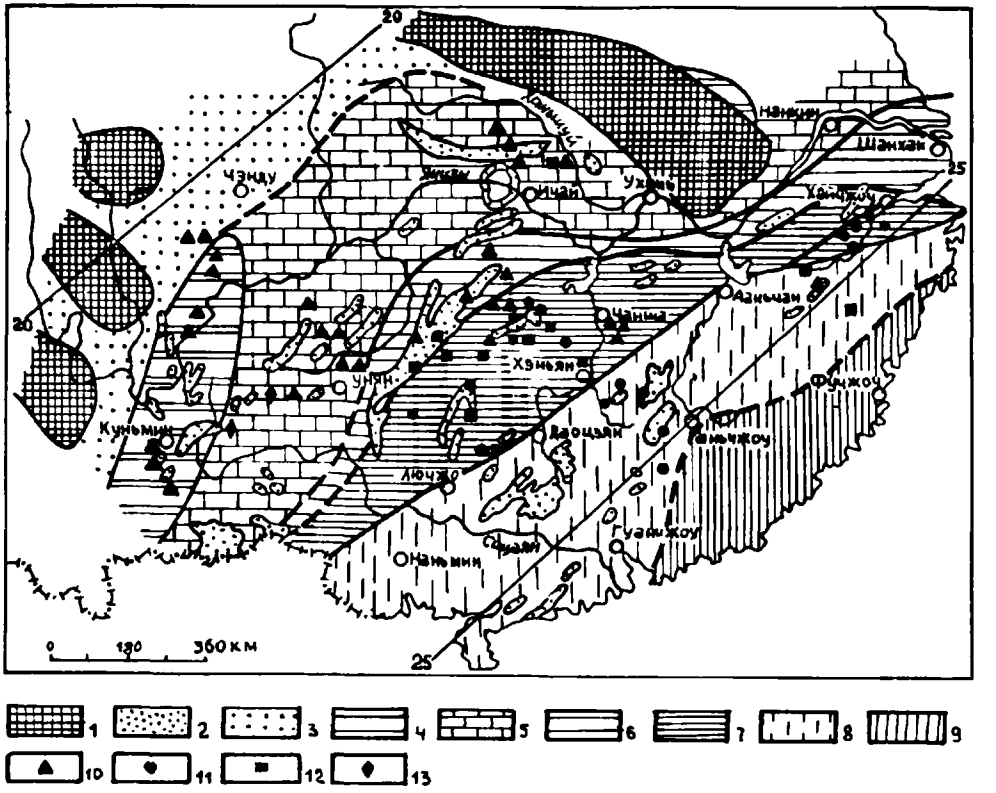


Рис. IV.23. Схема размещения стратиформного оруденения в вендско-кембрийских отложениях Южного Китая ([133], с дополнениями).

1 — области сноса; *2* — выходы на поверхность нижнекембрийских отложений; *3—5* — внутренняя (прибрежная) часть шельфа (море Янцзы): *3* — песчаники, сланцы, доломиты с мелководной бентосной фауной, *4* — преимущественно фосфатные фации («пластовые» фосфориты), *5* — мелководные доломиты и известняки, часто водорослевые; *6—7* — внешняя часть шельфа и континентальный склон с пелагической фауной (море Цзяннань): *6* — черные сланцы, крепкие угли, доломиты, *7* — черные сланцы, крепкие угли, желваковые фосфориты; *8—9* — океанические бассейны Западной Палеопацифики: *8* — преимущественно вулканиты дифференцированной базальт-андезитовой и толеитовой формаций, турбидиты, флиш, *9* — андезито-граувакково-кремнистая формация; *10—13* — месторождения и рудопроявления: *10* — «пластовых» фосфоритов, *11* — желваковых фосфоритов, *12* — витеритов в черных сланцах, *13* — никель-молибденовые с платиноидами и золотом в черных сланцах.

ваковыми фосфоритами, кремнистыми прослоями и пластами глауконитовых песчаников, мощностью до 200 м и более.

По палеогеографическим реконструкциям Южно-Китайский бассейн в синийско-раннекембрийское время представлял собой обширное шельфовое море, переходящее к юго-востоку в океанический бассейн Палеопацифика [133]. По характеру изменения состава синийско-кембрийских отложений Южно-Китайский бассейн разделяется на относительно мелководное шельфовое море Янцзы и относительно более глубоководное море Цзяннань, располагавшееся на внешнем шельфе и континентальном склоне и сменявшееся к юго-востоку океаническим бассейном. Море Янцзы было отделено от моря Цзяннань серией крупных островов. С северо-запада

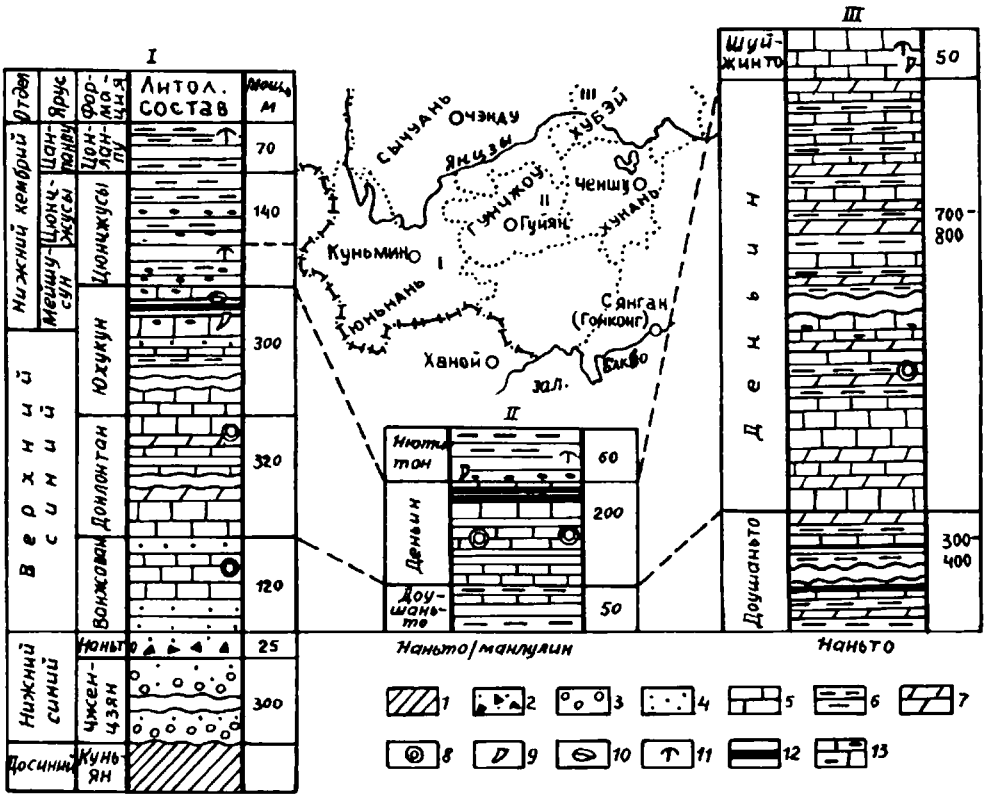


Рис. IV.24. Стратиграфические разрезы верхнесинийских—нижнекембрийских отложений Южного Китая [132].

I — восточная часть провинции Юньнань; *II* — центральная часть провинции Гуйчжоу; *III* — западная часть провинции Хубэй (ущелье р. Янцзы); *1* — серицитовые сланцы; *2* — тиллиты; *3* — красноцветные аркозовые конгломераты; *4* — кварцевые песчаники; *5* — доломиты; *6* — «черные» сланцы; *7* — кремнистые породы; *8* — строматолиты; *9* — хиолиты; *10* — брахиоподы; *11* — трилобиты; *12—13* — фосфориты: *12* — пластовые, *13* — желваковые.

на юго-восток наблюдается смена литолого-фациальных зон. На западе — северо-западе в прибрежной части моря Янцзы развиты терригенные отложения, восточнее — юго-восточнее — терригенно-карбонатные, далее существенно карбонатные, сменяющиеся в море Цзяннань углеродистыми и кремнистыми аргиллитами с бентосной и пелагической фауной.

Шельфовое море Янцзы имело сложный рельеф дна. Для него было характерно наличие крупных конседиментационных поднятий, называемых китайскими геологами «платформами» и разделявших их конседиментационных депрессий с застойным режимом осадконакопления. На поднятиях накапливались почти исключительно карбонатные отложения относительно сокращенной мощности, в то время как основная масса фосфоритов формировалась на их склонах и в локальных депрессиях. К этим же депрессиям тяготеют и участки развития обогащенных тяжелыми металлами углеродистых сланцев.

Условия накопления синийско-кембрийских отложений на платформе Янцзы характеризовались, с одной стороны, широким развитием хемогенной

ссдиментации, связанной с интенсивным испарением поступавших океанических вод, с другой — активным накоплением биопродуктов: кремней, черных углеродистых сланцев, «крепких углей» и др.

Уникальное сочетание условий осадконакопления, по-видимому, обусловило возможность аккумуляции в синийско-кембрийских отложениях Южно-Китайского бассейна широкого спектра полезных ископаемых. В первую очередь это многочисленные месторождения пластовых и желваковых фосфоритов с огромными суммарными запасами. Фосфориты нередко ассоциируют с марганцовистыми доломитами с содержанием MnO до 3—4 %, обычно располагающимися под ними. В углеродистых породах зоны Цзяннань сосредоточено гигантское ($20 \cdot 10^{12}$ т) количество органического углерода [133]. В залежах «морского каменного угля», или «крепкого угля», представляющего собой углеродисто-кремнистые породы, содержание $C_{орг}$ колеблется от 5—7 до 18—20 % [471]. В этих же породах отмечается повышенное количество ванадия, молибдена, никеля и урана, что способствует возникновению при наложении на них гипергенных процессов отунитовых месторождений. По периферии платформы Янцзы в нижнекембрийских кремнистых сланцах локализуются залежи витерита и барита. Пласты баритовых руд обычно подстилаются пластами с фосфатными конкрециями и перекрываются черными сланцами.

В 70-х годах в нижнекембрийских черных сланцах в провинциях Гуйчжоу, Хунань, Юньнань открыты месторождения никеля и молибдена [427]. С 1985 г. на севере провинции Гуйчжоу разрабатывается месторождение Сонглинь, расположенное близ г. Цзуньи. Ежегодная добыча — около 1000 т молибденового концентрата. Это — пока единственное в мире месторождение, на котором молибден извлекается из черных сланцев. Оруденение представлено тонкими (5—15 см) нодулярными линзами сульфидов, концентрирующимися в пласте черных углеродистых сланцев мощностью до 2 м, залегающем в основании нижнекембрийского разреза. В сульфидных линзах содержания молибдена составляют 2—7, никеля до 4, цинка около 2 %, золота 0,01—0,7, серебра 10—50, платины 0,15—0,3 г/т, иридия 30 мг/т [423, 426, 427, 471]. В повышенных количествах в черных сланцах присутствуют мышьяк (600—6000 г/т), селен (180—1900 г/т), медь (до 0,17 %). Рудный горизонт на месторождении Зуния прослежен по поверхностным выходам на 6 км.

В размещении оруденения в Южно-Китайском бассейне устанавливаются связи с литолого-фациальными и палеоструктурными факторами. Намечается региональная вертикальная зональность оруденения снизу вверх по разрезу: карбонатное марганцевое — фосфоритовое — баритовое — полиметальное в углеродистых сланцах. Эта общая тенденция связана с изменением восстановительно-окислительных условий в процессе формирования осадков отдельных седиментационных ритмов разного порядка. Наряду с этим наблюдается пространственная разобщенность фосфатоносных площадей и участков развития металлоносных углеродистых сланцев, что определяется контролем их разными элементами конседиментационных структур, литолого-фациальными комплексами и палеогеографическими зонами.

В региональном плане фосфориты концентрируются в двух зонах: а) прибрежной внутреннего шельфа, где накапливались наиболее высокопродуктивные пластовые фосфориты совместно с доломитовыми осадками; б) перехода внешнего шельфа к континентальному склону, где формировались желваковые фосфориты в углеродистых кремнисто-глинистых

отложениях. В этой же зоне широко развиты металлоносные углеродистые сланцы и залежи «крепких углей».

Известные молибден-никелевые месторождения в углеродистых сланцах выявлены в основном в первой зоне. Распределение фосфатоносных площадей и металлоносных сланцев контролируется конседиментационными структурами, осложняющими шельфовое море Янцзы. Фосфатоносные площади располагаются на «карбонатных платформах» и их склонах, в то время как близкодновозрастные горизонты металлоносных углеродистых сланцев выполняют конседиментационные локальные застойные впадины между ними. Неоднородность строения ложа синийско-кембрийского бассейна связана с крупными региональными разломами фундамента [423]. Эти тектонические зоны рассматриваются как рудоподводящие каналы, по которым металлсодержащие растворы из глубоких горизонтов коры поступали в виде подводных эксгаляций в придонные воды бассейна седиментации.

Аккумуляция тяжелых металлов происходила на стадии седиментогенеза и диагенеза в условиях бескислородной восстановительной среды в депрессиях с ограниченной циркуляцией воды и застойного мелководья с обильным содержанием низших организмов и ОВ. По мнению Чен Н. и др. [471], деятельность низших организмов играла важную роль в формировании рудной минерализации. Низшие организмы сами могли усваивать некоторые элементы для образования ткани своих тел, которые затем должны были становиться частичным источником залежей «крепкого угля» и фосфоритов, а также витерита и барита. При разложении отмиравших низших организмов возникали такие органические соединения, как аминокислоты и порфирины, которые могли связывать отдельные тяжелые металлы в виде органо-металлических комплексов и металлопорфириновых соединений. Эти соединения, являясь нестабильными, легко разлагались с высвобождением металлов, что способствовало их накоплению в осадках.

В заключение отметим следующие особенности пассивноокраинных РОБ. Эти бассейны располагались на тыловых частях расходящихся континентальных плит по всему профилю континентальных шельфа и склона и формировались в устойчивом режиме растяжения (конвергенции). Они тесно связаны латеральными переходами, с одной стороны, с внутриплитными, с другой — с океаническими бассейнами. Пассивноокраинные бассейны нередко перекрывают рифтогенные системы, осложняющие края континентальных плит. Разнообразие палеогеографических и литолого-фациальных обстановок в совокупности с вариациями глубинного строения переходных зон от континентальных плит к океаническим и геодинамических режимов обусловливают специфику металлогенической специализации этой группы бассейнов. Они заключают широкую гамму рудных стратиформных месторождений: свинцово-цинковые с баритом, серебром, ртутью, кадмием, германием в карбонатных формациях; железо-марганцевые, ртутно-сурьмяные, нередко со свинцом, цинком, золотом, вольфрамом в кремнисто-карбонатных формациях; фосфоритовые, урановые с ванадием, молибденом, никелем, золотом в кремнисто-карбонатно-терригенных формациях; медно-свинцово-цинковые, золотые, золото-сурьмяные и вольфрам-золото-сурьмяные в тонкотерригенных углеродистых формациях. Такие ассоциации рудных элементов могут трактоваться как указание на их преимущественно смешанную океанически-континентальную коровую природу.

IV.1.4. Бассейны субдукционных поясов

В этих поясах выделяются осадочные бассейны глубоководных желобов, преддуговых, междуговых, задуговых и окраинных прогибов. Литогеодинамические обстановки в бассейнах данной группы были таковы, что отсутствовали благоприятные условия для хемогенной или механогенной дифференциации и аккумуляции рудных компонентов, что, вероятно, предопределяет в целом слабую рудоносность этих РОБ. А. Митчелл и М. Гарсон [230], характеризуя рудоносность субдукционных зон, подчеркивают, что в глубоководных пелагических осадках внешних дуг металлоносные залежи встречаются очень редко.

В нижних частях вулканогенно-туфотефроидных флишевых комплексов преддуговых и междуговых прогибов известны осадочно-вулканогенные залежи марганцевых руд, например месторождение Пожарево в Тимок-Среднегорской зоне балканид и др. [366].

Высокая динамичность и широкое проявление магматогенных процессов в островодужных поясах приводят к возникновению широкой гаммы экономически важных магматогенных месторождений [230]: колчеданных, порфировых, жильных и др. (Cu, Pb, Zn, Au, Sb, Hg, Sn, Ag, Mo, W и др.), которые нами не рассматриваются.

Анализ размещения стратиформных месторождений в осадочных бассейнах Центральных Анд позволил Л. Фонтботе [440] выделить в ходе развития андийского цикла тектогенеза следующие типы и стадии их образования.

1. Позднетриасовая — раннеюрская стадия, в период которой существовала карбонатная платформа без определенной связи с парным бассейном системы магматическая дуга — задуговой бассейн. С карбонатными отложениями этой стадии связаны месторождения полиметаллические, в том числе колчеданного типа Долины Миссисипи в бассейне Пукары в Перу.

2. Раннеюрско-раннемеловая (лейас—альб) стадия характеризуется развитием эпсиалической магматической дуги и сопряженного с ней задугового бассейна в краевой части континента, сменяющегося к востоку тыловодужным морским бассейном, переходящим в платформенный бассейн. В вулканокластических, преимущественно субаэральных задуговых, примыкающих к магматической дуге, и частично во внутридуговых бассейнах формировались мелкие месторождения меди, марганца и железа. В вулканогенно-осадочных толщах задуговых бассейнов локализуются медные, цинково-медные и баритовые руды. Морские отложения, заполняющие тыловодужные бассейны, заключают свинцово-цинковое и баритовое оруденение, а в платформенных осадках краевой части Южноамериканского континента известна цинково-свинцово-медная, цинково-свинцовая и барисво-стронциевая минерализация.

3. Позднемеловая — кайнозойская стадия ознаменовалась развитием континентальных внутридуговых бассейнов и бассейнов форланда, в которых формировалось медное и ванадий-урановo-медное оруденение в красноцветных терригенных отложениях.

Следует еще раз отметить, что перечисленные типы месторождений в Андийской островодужной системе имеют весьма ограниченные параметры.

Значительный практический интерес представляют задуговые бассейны в отношении нефтегазоносности и угленосности, хотя по продуктивности они и уступают другим геодинамическим типам бассейнов. Характерным

задуговым нефтегазоносным бассейном является кайнозойский Сахалино-Охотский, в пределах которого известно более 40 нефтяных и газовых месторождений [181].

В тыловых частях островодужных систем могут возникать субаэральные бассейны, выполняемые красноцветными терригенными континентальными отложениями с эвапоритами. С красноцветными терригенными формациями в этих бассейнах связаны небольшие по параметрам инфильтрационные и осадочно-эпигенетические урановые, медные и медно-ванадий-урановые месторождения и мелкие захороненные россыпи золота. В тыловом бассейне сжатия Альтиплано (Боливия) в Андийской системе локализуется месторождение меди Коро-Коро. К этому же типу может быть отнесен бассейн Колорадо с широко известными месторождениями урана, ванадия, меди [299]. Бассейны этого типа имеют много общего с коллизионными бассейнами форланда.

Таким образом, для субдукционных поясов характерно несоответствие между широким площадным развитием, разнообразием ландшафтно-палеогеографических и литолого-фациальных условий бассейнов седиментации и огромными объемами накапливающихся в них осадочных пород, с одной стороны, и незначительным по масштабам стратиформным рудообразованием, за исключением колчеданных месторождений типа Куроко и Бесси, — с другой. Магматогенные процессы и связанное с ними рудообразование являются в субдукционных поясах доминирующими. Стратиформное оруденение в них тесно связано с вулканогенными образованиями, а по экономической значимости далеко уступает другим группам РОБ.

IV.1.5. Бассейны коллизионных областей

В ходе коллизии происходит образование различных типов осадочных бассейнов, среди которых А. Митчеллом и Х. Рединтом [242] выделены остаточные бассейны, наддуговые троги, бассейны форланда, межгорные впадины, троги и грабены. В остаточных бассейнах и наддуговых трогах накапливаются мощные толщи терригенных пород флишевого типа, преимущественно морского происхождения, обычно не содержащие рудных месторождений [230]. Значительно больший интерес в отношении стратиформной рудоносности представляют бассейны форланда, межгорных впадин, трогов и грабенов, в которых локализуются месторождения меди с серебром, кадмием, селеном, урана, ванадия, марганца и железа. В этих же бассейнах сосредоточены очень крупные скопления солей, углей, нефти и газа.

IV.1.5.1. БАССЕЙНЫ ФОРЛАНДА

Располагаются эти бассейны в краевых частях континентальных плит, испытывающих давление со стороны надвигово-складчатых сооружений, образующихся после столкновения со смежной континентальной плитой. Характерной чертой бассейнов форланда является их асимметричное строение. Прилегающие к надвигово-складчатым сооружениям борта бассейнов — обычно крутые, в то время как обращенные в сторону плиты — очень пологие. Это фиксируется по раздувам мощностей геолинз форланда вблизи горных сооружений и по постепенному выклиниванию их в сторону платформы. Поэтому переходы бассейнов форланда в одновозрастные внутриплитные бассейны часто не имеют четко выраженных границ и они

могут проникать далеко в глубь платформы. Отмечается смещение оси прогибов форланда во времени в сторону от растущих горно-складчатых сооружений. При этом отложения ранних этапов развития бассейнов могут выводиться на поверхность и размываться наряду с образованиями надвигово-складчатых поясов.

Осадочные комплексы бассейнов форланда обычно залегают на шельфовых отложениях предшествующего пассивноокраинного этапа, сменяя их вверх по разрезу иногда без четко выраженного перерыва. В некоторых случаях осадки бассейнов форланда могут залегать непосредственно на выступах фундамента платформы.

В составе осадочных комплексов преобладают пестроцветные глинисто-песчаные отложения озерно-аллювиальных равнин и дельтовых конусов выноса или сероцветные мелководные глинисто-песчаные внутренних морей, наследующие геохимические и петрографические особенности пород денудируемых комплексов. В аридных зонах широко развиты эвапоритовые образования, в гумидных — угленосные формации. И те и другие локализуются в нижних частях комплексов. Наблюдается изменение гранулометрического состава терригенных пород по отношению к размываемым горным областям, выражающееся в уменьшении количества грубообломочных отложений по мере удаления от них.

Перечисленные особенности строения бассейнов форланда обусловливают благоприятные условия для функционирования в них крупных артезианских систем и возможность формирования широкой гаммы гидрогенных рудных скоплений [85].

По металлогенической специализации и вещественному выполнению можно выделить два типа рудоносных бассейнов форланда: а) субаэральные эвапорит-терригенные пестроцветные калиеносные и серебро-медноносные; б) субаэральные и субмаринные терригенные сероцветные угленосные, железо-, марганцево- и урановорудные. Выделение этих типов в достаточной степени условно, так как медеиосные красноцветные, угленосные и эвапоритовые формации могут фациально замещать друг друга в пределах единого седиментационного прогиба. К первому типу можно отнести герцинский Предуральский прогиб, ко второму — альпийскую Причерноморскую впадину.

Предуральский бассейн форланда появился в артинском веке перед фронтом складчато-надвиговых структур Урала. Он заложился на восточной окраине Русской плиты, развивавшейся до этого, в девонско-каменноугольный период, в режиме пассивной континентальной окраины. Начавшие накапливаться верхнеартинские терригенные отложения выполняли эрозионные врезы в древнепермских образованиях [74]. В кунгуре возникший прогиб был занят бассейном с повышенной соленостью, что в условиях жаркого аридного климата, интенсивного прогибания ложа бассейна седиментации и ограниченного поступления терригенного материала обусловило накопление уникальной по параметрам галогенной формации. Формация представлена карбонатно-сульфатно-соленосной толщей, замещающейся в восточной части бассейна терригенно-сульфатными отложениями. Неравномерность прогибания ложа обусловила дифференциацию бассейна седиментации на относительно более глубокие впадины — Соликамскую и Бельскую — и разделяющее их Бирское палеоподнятие. Во впадинах мощность галогенной формации достигает 1000—1500 м и более, а суммарные мощности солей составляют до 500—600 в Соликамской и более 1200 м в Бельской впадинах. В Соликамской впадине наряду с

поваренной солью сосредоточены уникальные запасы калийно-магниевых солей Верхнекамского месторождения. В солях месторождения в повышенных количествах присутствуют бром и рубидий.

В карбонатно-сульфатных породах нижней части галогенной формации известны проявления флюоритовой минерализации, ассоциирующей с целестином и баритом [74, 165].

В ангидрито-карбонатных породах в верхах артинской и низах кунгурской толщ в восточном борту Предуральского прогиба отмечаются повышенные содержания марганца. В зоне гипергенеза за счет марганцовистости известняков образуются небольшие элювиальные и переотложенные окисленные марганцевые руды (месторождение Улу-Теляк и др.).

В начале уфимского века резко увеличивается поступление в бассейн терригенного материала с денудируемого Уральского орогена, значительно расширяются контуры бассейна осадконакопления, охватывая часть Русской плиты до р. Волги. На протяжении всей поздней перми в бассейне накапливаются преимущественно красноцветные молассоидные толщи сложного фациального и литологического состава. Сносимый с Урала материал транспортировался многочисленными реками и временными потоками, мигрировавшими по площади, и далеко проникал в глубь платформы.

По всему разрезу верхнепермских отложений Предуральского бассейна отмечаются проявления медного оруденения. Медистые отложения приурочены преимущественно к лагунно-континентальной красноцветной формации уфимского яруса и верхнеказанского подъяруса, морской глинисто-карбонатной формации нижнеказанского подъяруса и континентальной пестроцветной карбонатно-терригенной формации татарского яруса [74].

Медное оруденение установлено на обширных площадях Предуральского бассейна: от севера Пермской области до юга Оренбургской области и от Урала до Волги [362]. Медная минерализация известна во всех горизонтах верхней перми. Отложения уфимского яруса меденосны в Пермском Приуралье на площадях, прилегающих к Среднему Уралу, а также далеко к западу от Урала, в Татарии. Наиболее широкое площадное развитие имеют меденосные образования нижнеказанского подъяруса, контролирующиеся прибрежной зоной на западе нижнеказанского морского бассейна. Верхнеказанские отложения рудоносны на территории Татарии и Башкирии. К татарскому ярусу тяготеет оруденение в Оренбургском Приуралье.

В целом не намечается какой-либо заметной возрастной миграции оруденения по площади бассейна. Рудные тела в составе отдельных стратиграфических подразделений не занимают строго определенного стратиграфического положения. Обычно они распределяются многоярусно в соответствии с многоярусным строением рудовмещающих комплексов.

В размещении меденосных площадей устанавливается четко выраженная связь с крупными структурными элементами фундамента и локальными палеоструктурами бассейна седиментации [362]. Меденосные площади располагаются: а) над сводами фундамента, их выступами и склонами вдоль долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих докембрийские рифтогенные структуры (Калтасинский, Серноводско-Абдулинский авлакогены); б) над зонами крупных разломов, ограничивающих наиболее прогнутую часть бассейна, прилегающую к Уральскому орогену. Во всех случаях меденосные площади контролируются валообразными поднятиями, фиксирующимися по опорным признакам пермских отложений, разделенными депрессиями. В пределах валов расположение рудо-

проявлений и месторождений определяется брахиантиклинальными структурами низших порядков. Интенсивность оруденения повышается на склонах этих структур, в участках сочленения их друг с другом, в структурных выступах и седловинах. Анализ мощностей отдельных горизонтов верхней перми показывает, что валы, а в их пределах локальные положительные структуры имеют конседиментационный характер [34, 367].

Литолого-фациальный контроль медного оруденения в верхнепермском бассейне выражается в его приуроченности к трем типам отложений: а) пестроцветным алеврито-песчаным или алеврито-галечниково-песчаным озерно-аллювиальным; б) пестроцветным алеврито-песчаным дельтово-аллювиальным; в) сероцветным карбонатно-глинисто-алевритовым прибрежно-морским. Медное оруденение фиксируется только в сероцветных разностях пород. Все литологические разности пород, участвующие в строении рудоносных формаций, от конгломератов до известняков, могут быть рудовмещающими.

Среди рудопроявлений и месторождений выделяются две основные группы: а) с син-диагенетическим и б) с эпигенетическим оруденением.

Первая группа проявлений медной минерализации связана в основном с сероцветными карбонатно-глинисто-алевритовыми прибрежно-морскими, местами с тонкозернистыми озерными и заливно-лагунными отложениями. Рудовмещающими являются маломощные пласты мергелей, известковистых аргиллитов и алевролитов, нередко с повышенным содержанием углистого материала, с первичной син-диагенетической серой окраской. Пласты таких пород в основании нижнеказанского подъяруса характеризуются выдержанностью на больших площадях. Мощность минерализованных интервалов колеблется от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 м. На общем фоне низких содержаний меди (сотые и первые десятые доли процента) выделяются локальные участки с 1—2 % меди (редко более), которые служили объектом добычи «шиферных руд». Минерализация представлена тонкой вкрапленностью, реже просечками и конкрециями сульфидов железа и меди, иногда с примесью галенита и сфалерита, а в поверхностных выходах — гидрокарбонатами, оксидами меди и самородной медью.

Вторая группа проявлений медной минерализации локализуется в различных породах, чаще в песчаниках (от мелко- до крупнозернистых), конгломерато-брекчиях и конгломератах со вторичной эпигенетической серой окраской, с карбонатным и смешанным карбонатно-глинистым цементом, реже в известковистых алевролитах, мергелях, известняках и доломитах. Меденосные породы нередко содержат в большом количестве обуглившиеся растительные остатки, иногда стволы окаменевших деревьев, кости наземных позвоночных [113]. Форма рудных залежей полностью определяется морфологией тел терригенных пород. Неправильная, линзовидная, извилистая лентообразная форма тел песчаников, конгломерато-брекчий и конгломератов, характерная для озерно-аллювиальных отложений, обусловливает линзовидную, гнездообразную, извилистую ленточную форму рудных тел. Размеры рудных тел варьируют от совершенно незначительных до лент длиной 1500 м и более при ширине 100—200 м. Мощность рудных тел колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров, достигая иногда 14—22 м.

Распределение медной минерализации крайне неравномерное. Содержание меди варьирует от десятых долей до 2—5, иногда до 5—15 %. Оруденение представлено в основном гидрокарбонатами и оксидами меди, пропитывающими цемент терригенных пород и образующими примазки,

пленки, налеты по трещинам и плоскостям напластования. Нередко встречается самородная медь. На глубоких горизонтах появляются сульфиды меди и железа, но сульфидных рудных тел на глубине не выявлено.

Помимо меди в рудах постоянно устанавливают серебро (от 10 до 200 г/т и более), на некоторых месторождениях Оренбургского Приуралья (Гирьял и др.) присутствуют свинец (до 1—3 %), кадмий (до 2 %), в повышенных количествах селен, висмут, мышьяк, хром и кобальт.

Таким образом, в разрезе пермского осадочного комплекса Предуральского бассейна устанавливается вертикальная минерагеническая зональность: в его нижней части развито марганцевое оруденение, выше локализуются мощные залежи калийных и каменной солей, а в верхней части широко по площади развито медное оруденение.

В гумидных условиях, господствовавших к северу от Тимана в Печорском бассейне, в перми параллельно с накоплением пестроцветных эвапорит-терригенных формаций Предуральского бассейна происходило формирование мощных угленосных толщ.

Причерноморский бассейн расположен к северу от альпийского орогена Горного Крыма (рис. IV.25). Он возник в позднем мелу перед фронтом складчато-надвиговых сооружений Крымского сектора альпийского коллизионного пояса, занимая промежуточное положение между Предкавказским и Предкарпатским прогибами форланда. В качестве предгорного альпийского прогиба Причерноморская впадина была выделена А. Д. Архангельским еще в начале 30-х годов [9].

Прогиб развивался на гетерогенном основании и имеет сложное внутреннее строение [84]. Причерноморский бассейн выполнен осадочным комплексом мощностью до 6 км (рис. IV.26). В строении комплекса принимают участие формации: 1) апт-альбские песчано-глинистая углистая прибрежных равнин; кремнисто-песчано-глинистая относительно глубоководная морская с титано-цирконовыми россыпями; карбонатно-песчано-глинистая мелководная морская глауконитсодержащая, писчего мела, с редкими включениями кремней и фосфоритов; терригенно-карбонатная мелководная морская; 2) верхнемеловая — нижнепалеоценовая карбонатная морская; 3) палеоцен-среднеэоценовая терригенная с углями озерно-речная; 4) средне-верхнеэоценовая песчано-глинистая мелководная прибрежно-морская; 5) палеоцен-верхнеэоценовая терригенно-карбонатная мелководная морская; 6) олигоцен-нижнемиоценовая песчано-алеврито-глинистая мелководная морская марганцевоносная; 7) миоценовая карбонатно-терригенная мелководная морская; 8) плиоценовая песчано-глинистая мелководная прибрежно-морская железорудная [214].

Причерноморский бассейн имеет характерное для бассейнов форланда асимметричное строение с крутым южным бортом, примыкающим к Крымскому орогену, и очень пологим северным, располагающимся на южном склоне Украинского щита и обычно выделяемым как самостоятельный структурный и металлогенический элемент [214, 349]. Важно подчеркнуть отмечавшуюся еще Н. П. Семененко и Н. Ф. Балуховским [84] тесную связь и сопряженность южного склона Украинского кристаллического массива и северного крыла Причерноморской впадины. Этот фактор позволяет, как представляется, уточнить геодинамическую обстановку формирования и структурную позицию крупнейших месторождений марганца Никопольского района.

Марганцеворудные площади Никопольского района локализуются в северном приплатформенном борту Причерноморского бассейна. Марган-

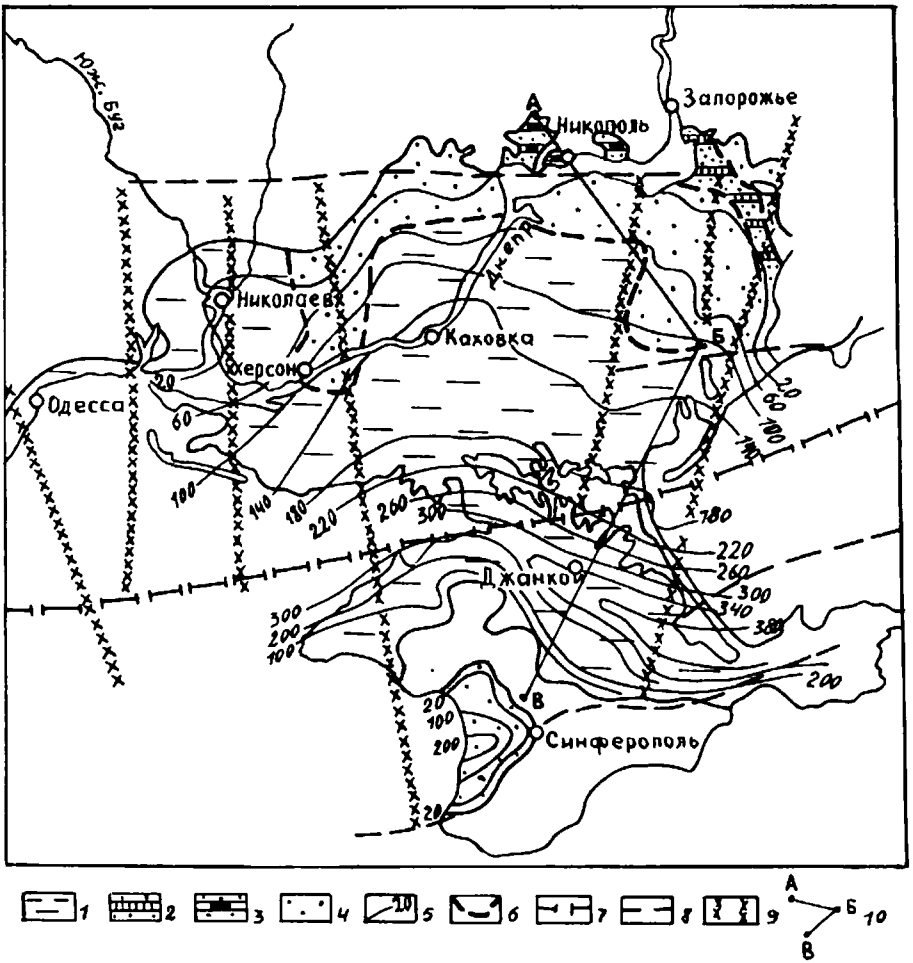


Рис. IV.25. Палеогеологическая схема Причерноморского рудоносного бассейна в борисфенское время (поздний палеоген) [389].

1 — морские глины, глины песчанистые и алевритистые; *2* — прибрежные пески, алевриты, алевриты глинистые, карбонатные марганцевые руды; *3* — то же, смешанные оксидно-карбонатные марганцевые руды; *4* — пески, алевриты; *5* — изопахиты, м; *6* — границы литофациальных зон; *7* — глубинный шов между Восточно-Европейской и Скифской плитами; *8* — разломы; *9* — древние глубинные разломы; *10* — линия разреза.

цевое оруденение сосредоточено в олигоцен-нижнемиоценовой мелководной морской сероцветной песчано-алеврито-глинистой формации. Накопление марганца происходило в серии лагун, существовавших в зоне северного побережья обширного морского бассейна. Отмечается хорошо выраженная связь в распределении оксидных и карбонатных руд марганца с палеогеографическими зонами. По мере удаления от палеобереговой полосы в глубь бассейна седиментации оксидные руды марганца сменяются карбонатными. Марганцевые руды представлены пластом мощностью 1,5—2,5, иногда 4—6 м, в той или иной степени насыщенном конкрециями и желваками оксидов марганца.

Текстурные особенности марганцевых руд и литолого-фациальный контроль оруденения служат основанием для отнесения их к диагенети-

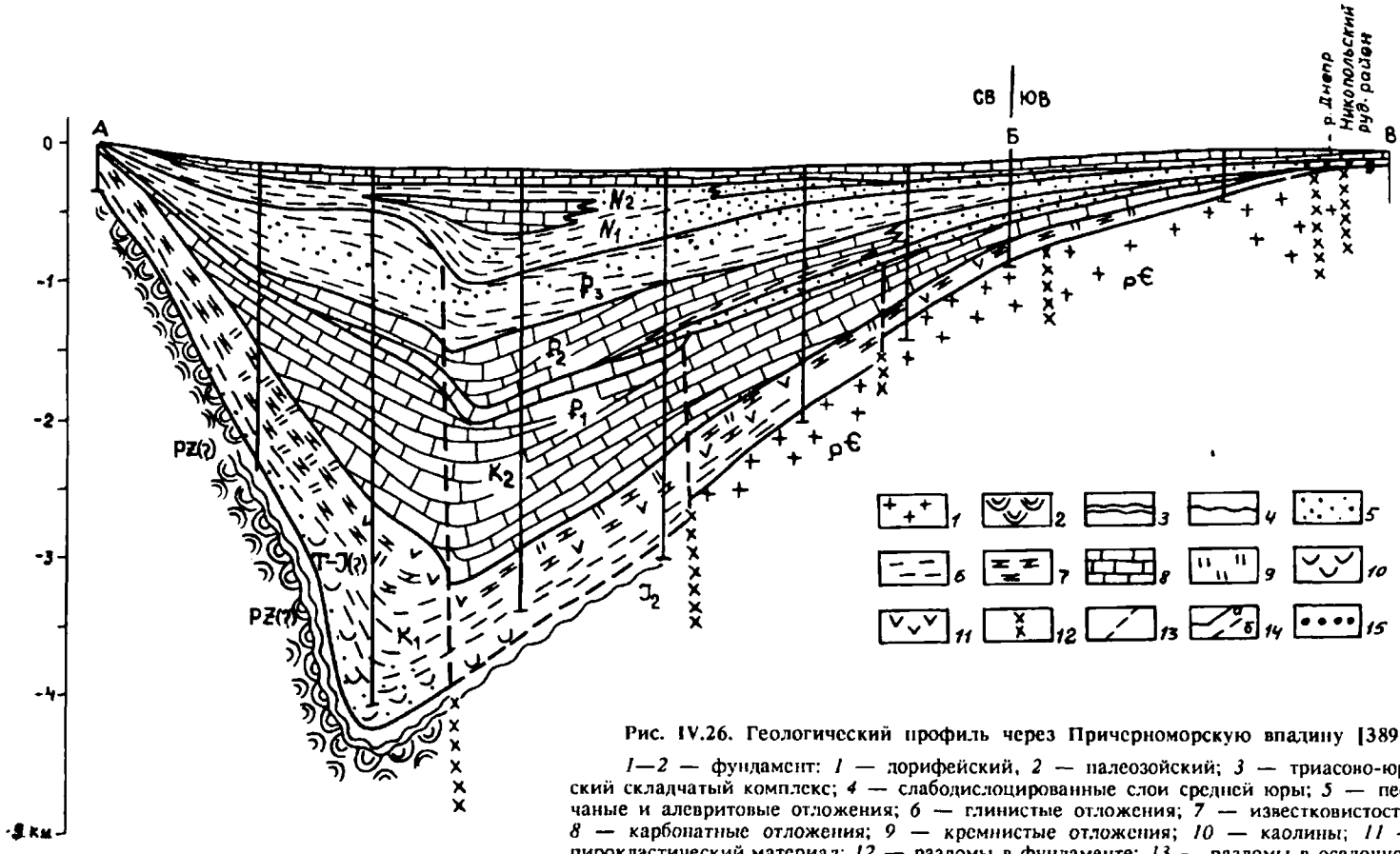


Рис. IV.26. Геологический профиль через Причерноморскую впадину [389].

1—2 — фундамент: *1* — дорифейский, *2* — палеозойский; *3* — триасово-юрский складчатый комплекс; *4* — слабодислоцированные слои средней юры; *5* — песчаные и алевритовые отложения; *6* — глинистые отложения; *7* — известковистость; *8* — карбонатные отложения; *9* — кремнистые отложения; *10* — каолины; *11* — пирокластический материал; *12* — разломы в фундаменте; *13* — разломы в осадочном чехле; *14* — геологические границы достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *15* — марганцевые руды.

ческим образованиям [342]. При этом характерной особенностью рудных скоплений является отсутствие признаков первичного накопления в осадке [107]. Если на механизм аккумуляции марганца в осадочных породах взгляды исследователей в большинстве случаев совпадают, то источник значительных количеств марганца и пути поступления его в бассейн седиментации являются предметом дискуссий. Представления об источнике марганца группируются в основном вокруг двух гипотез. По первой источником марганца служили денудируемые комплексы основных пород, участвующие в строении Украинского щита. Высвобождаемый при выветривании марганец речными водотоками выносился в морской бассейн, где осаждался на некотором удалении от берега. При диагенезе происходило перераспределение марганца, он накапливался в виде конкреций, стяжений и т. п. [342]. По второй гипотезе марганец поступал из глубинных эндогенных источников в процессе вулканической деятельности [103, 153], а месторождения имеют гидротермальную природу и относятся к отдаленной вулканогенно-осадочной формации.

Д. Г. Сапожниковым [306] в свою очередь выдвинуто предположение о накоплении марганца в глубоких частях Майкопского палеоморя в условиях сероводородного заражения, откуда в процессе апвеллинга он поступал в прибрежные части бассейна. Существует точка зрения и о космогенной природе марганца [234].

Обсуждая возможные варианты моделирования марганцевого оруденения, следует акцентировать внимание на том, что Причерноморская впадина представляет собой сложно построенный длительно развивавшийся артезианский бассейн. В формировании подземных вод его наряду с захоранивающимися седиментационными, преимущественно морскими, водами участвовали продукты подводной вулканической деятельности, обогащенные марганцем. На это указывает наличие вулканогенных пород и повышенной кремнистости отложений, тяготеющих к осевой, наиболее прогнутой, части бассейна. Под давлением растущего орогена Южного Крыма пластовые воды могли отжиматься к внешнему, северному, борту Причерноморского прогиба, где при наличии благоприятных структур поступали в придонные части бассейна седиментации и отлагались на окислительных барьерах. В этом случае в качестве одного из главных рудоконтролирующих факторов может рассматриваться палеоструктурный, выражающийся в наличии зон повышенной проницаемости над крупными расколами фундамента, фиксирующимися в южной части Украинского щита [349] под внешним пологим бортом Причерноморской впадины.

В верхней части осадочного комплекса Причерноморского бассейна локализуются лептохлоритовые и гётит-гидрогётитовые руды Камыш-Бурунского и других месторождений. Рудные горизонты входят в состав плиоценовой песчано-глинистой мелководноморской формации. Характерной особенностью руд являются их повышенная марганцовистость (0,3—2, иногда до 6—9 %) и фосфористость (0,12—1,5 %).

В целом в разрезе позднемезозойского—кайнозойского осадочного комплекса Причерноморского бассейна вертикальная региональная металлогеническая зональность выражается в смене марганцевого оруденения железным.

Особенности рудоносности Предуральского и Причерноморского бассейнов форланда позволяют считать, что бассейны этого типа требуют особого подхода к оценке их рудоносности, учитывающего наряду с традиционными палеогеографическими, стратиграфическими, литолого-фаци-

альными и т. п. факторами возможность функционирования палеоартезианских систем, их связей с нефте-газообразующими процессами, долгоживущими расколами фундамента и погребенными рифтогенными структурами, а также синхронной вулканической деятельностью в смежных орогенах.

Продуктивность такого подхода подтверждается выявлением крупных скоплений урановых руд с селеном, ванадием и другими примесями в Чу-Сарысуйском позднемезозойско-кайнозойском бассейне, который может быть отнесен к подобному типу [88].

IV.1.5.2. БАССЕЙНЫ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

Межгорные впадины являются характерным типом структур коллизионных складчато-надвиговых поясов. Их появление обусловлено возникновением локальных зон растяжения в теле формирующихся орогенов, что обусловливает их индивидуальность и отличие от рифтогенных структур, связанных с растяжением и расколом континентальных плит под действием мантийных диапиров или с растяжением и расколом пассивных континентальных окраин.

Бассейны межгорных впадин имеют в основном меньшие размеры по сравнению с другими типами бассейнов. Они выполнены терригенными и вулканогенно-терригенными молассами, накапливающимися преимущественно в субаэральных условиях ограниченных засоленных или опресняющихся водоемов. Осадконакопление в этом типе бассейнов протекает при интенсивном смыве грубообломочного, плохо дифференцированного материала с прилегающих горных сооружений, что часто приводит к их перекомпенсации. В гумидных зонах с этим связано формирование угленосных толщ (Челябинский бассейн и др.), в аридных — накопление эвапоритов (Таримский бассейн и др.).

По металлогенической специализации и выполнению бассейны межгорных впадин сходны с бассейнами форланда. Среди них также можно выделить два типа: субаэральные красноцветные терригенные и вулканогенно-терригенные с медным оруденением и субаэрально-субмаринные сероцветные вулканогенно-терригенные с марганцевым оруденением. Бассейны первого типа известны во многих орогенных поясах: Минусинский девонский в Алтае-Саянской области, Ферганский и Южно-Таджикский мезозойско-кайнозойские в Тянь-Шаньской области и др. [235, 339]. Общей особенностью меденосных бассейнов межгорных впадин является их низкая продуктивность. Все известные в них месторождения меди относятся по запасам к мелким, преимущественно непромышленным объектам.

В строении хорошо изученного Ферганского бассейна принимают участие озерно-аллювиальные красно- и пестроцветные отложения [269, 394]. Рудовмещающий комплекс мощностью до 7 км имеет регрессивное строение. В его нижней части залегает миоценовая красноцветная толща ритмично переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями гипса и каменной соли. Верхняя часть представлена переслаиванием красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами серых, зеленовато-серых песчаников и алевролитов, с редкими прослоями темно-серых и серых известняков. Рудовмещающая толща собрана в серию крупных конседиментационных антиклиналей и синклиналей.

Медное оруденение установлено в нижней пестроцветной части комплекса (тавильдаринская свита) и контролируется юго-восточным крылом Супестауской антиклинали (месторождение Наукат). Насчитывается до 25 горизонтов минерализованных пород в разрезе тавильдаринской свиты. Распределение медной минерализации, по данным Л. Д. Шпоры [394], согласуется с гидрохимической и гидродинамической зональностью Ферганского нефтегазоносного бассейна. Зона развития медного оруденения, фиксируемая на глубинах от 4—8 до 220—224 м, совмещается с зоной смешения нисходящих кислородных вод и восходящих щелочных бескислородных вод нефтяного происхождения. По мнению Л. Д. Шпоры [394], формирование медного оруденения в неогеновых отложениях Ферганской впадины происходило на эпигенетическом этапе в результате функционирования палеоартезианского бассейна. В качестве источника рудных элементов Л. Д. Шпора рассматривает породы рудовмещающего комплекса, обогащенные при седиментогенезе медью.

Специфика Минусинского бассейна — проявление в нижней части рудовмещающего красноцветного терригенного комплекса вулканических процессов (базальты, трахиандезиты). Этот факт дает основание считать, что поступление рудных элементов в бассейн происходило в результате фумарольной деятельности. Медь и другие металлы накапливались в повышенных количествах в илах осолоненных лагун и в дальнейшем перераспределялись и концентрировались на локальных участках [235].

Важное практическое значение имеет вторая группа бассейнов межгорных впадин. В относящемся к этой группе Чиатурском мезозойско-кайнозойском бассейне сосредоточены крупные промышленные месторождения высококачественных руд марганца (Чиатурское, Квирильское и др.). Формирование бассейна связано с альпийским орогенезом и происходило одновременно с развитием Причерноморского и других бассейнов форланда. Чиатурский бассейн расположен на жестком Дзирульском массиве. В его выполнении принимают участие меловые морские терригенно-карбонатные и вулканогенные образования и палеогеновые марганцеворудные кремнисто-глинисто-песчаниковые.

Участки развития марганцеворудных осадков контролируются локальными олигоценовыми палеодепрессиями. По мнению Г. С. Дзоценидзе [104], поступление марганца в придонные слои олигоценового мелководного морского бассейна происходило в результате вулканической деятельности, а его осаждение и аккумуляция осуществлялись хемогенным путем в благоприятных фациальных и структурных обстановках.

Анализ рудоносности осадочных бассейнов коллизионных областей позволяет сделать вывод о том, что они представляют собой специфическую, в большей степени индивидуализированную группу по металлогенической специализации рудоносных бассейнов. Условия развития этой группы бассейнов создавали благоприятные предпосылки для функционирования палеоартезианских систем, с которыми связано возникновение эпигенетических рудных образований. Одновременно проявление коллизионного корового магматизма, вероятно, послужило причиной поступления в коллизионный бассейн больших масс рудных элементов, и прежде всего марганца. В связи с этим представляется, что рудный потенциал коллизионных бассейнов на территории России раскрыт еще не в полной мере.

Глава IV.2. УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Накопленный к настоящему времени обширный фактический материал по урапоносности осадочных бассейнов (ОБ) чехлов платформ на территории континентов мира показывает исключительное разнообразие типов стратиформного уранового оруденения, связанного с широкой гаммой геологических и геохимических процессов экзогенного цикла. Для отдельных типов стратиформного уранового оруденения можно допустить и определенную (рудообразующую и рудоподготовительную) роль эндогенных процессов [206, 338, 341 и др.]. Типизация стратиформного уранового оруденения, приуроченного к ОБ чехлов платформ (табл. IV.3), учитывает генетические особенности урановорудных процессов, синхронных осадконакоплению (включая диагенез) или связанных с постседиментационными преобразованиями рудовмещающих пород. Важно отметить, что разнообразие генетических типов уранового оруденения в чехлах платформ обусловлено разнообразием форм и способов миграции урана в экзогенных подземных водах, с деятельностью которых связано формирование месторождений.

Из приведенных в таблице генетических типов син-диагенетического уранового оруденения наибольшее практическое значение имеют уранредкометальные месторождения, связанные с концентрациями костного детрита рыб, являющегося основным сорбентом урана и сопутствующих элементов (лантаноиды, скандий, иттрий). Содержание урана колеблется в широких пределах: от 0,001 до первых процентов, в среднем 0,07—0,35 %. Урановые месторождения, связанные с костным детритом (Степновское, Шаргадыкское и др.), на территории России объединены в Ергенинский рудный район. По мнению А. С. Столярова и Е. И. Ивлевой [338], месторождения этого типа представляют собой геологическую экзотику и не имеют мировых аналогов.

Эпигенетические месторождения урана могут быть подразделены на две группы: инфильтрационные (грунтово-, пластово-, трещинно-), сформированные нисходящими подземными водами, и эксфильтрационные, образованные восходящими водами. Инфильтрационное оруденение имеет наибольшее практическое значение, образуя уникальную Притяньшаньскую рудную мегапровинцию, расположенную в Казахстане и Узбекистане. Сформированное кислородсодержащими урапоносными подземными водами, это оруденение располагается в проницаемых горизонтах артезианских бассейнов с промывным гидродинамическим режимом. Эти бассейны широко распространены на молодых платформах государств СНГ. Именно с чехлом молодых платформ связаны наиболее крупные урановорудные провинции с различными ведущими промышленными типами инфильтрационного уранового оруденения (Притяньшаньская, Техасская Прибрежная равнина и др.).

Среди выделенных типов инфильтрационного уранового оруденения наибольшее практическое значение имеют: 1) оруденение, связанное с зонами пластового окисления (ЗПО) в первично-сероцветных, обогащенных углистым органическим веществом (ОВ) песчаниках [Чу-Сарысуйская провинция, рудные районы — Хайленд (США) и Агадес (Мали-Нигерская синеклиза)]; 2) оруденение, связанное с ЗПО во вторично-восстановленных

песчаниках (провинции Центральнокызылкумская и осадочных бассейнов Вайоминга, бассейн Сан-Хуан на плато Колорадо); 3) оруденение, приуроченное к палеодолинам (южная окраина Западно-Сибирской платформы, межгорные впадины Западной Монголии и т. д.).

Месторождения ЗПО имеют значительные масштабы (до 100 тыс. т и более), но низкие содержания урана 0,01—0,1, в среднем 0,06 %. Контрастные геохимические барьеры во вторично-восстановленных песчаниках обеспечивают образование более богатого оруденения (в среднем до 0,1—0,3 %). Месторождения в палеодолинах обычно не превышают 10 тыс. т при еще более низких средних содержаниях урана: 0,01—0,07, в среднем 0,03 % [237]. Все эти месторождения высокорентабельны в связи с возможностью отработки их методом подземного скважинного выщелачивания (ПВ).

Представление о характере размещения разнотипного уранового оруденения, сформированного пластовыми кислородсодержащими урановосными водами в геологической и гидрогеологической структуре рудовмещающего артезианского бассейна с инфильтрационным водообменом, дает обобщенный разрез (рис. IV.27), на котором показаны все известные обстановки локализации уранового оруденения, связанного с ЗПО.

Установлено, что разные типы и разновидности уранового оруденения, относящиеся к типу ЗПО, занимают закономерное пространственное положение в геологической и гидрогеологической структуре рудовмещающего артезианского бассейна и образуют латеральный ряд месторождений, объединенных единством направленных геологических, геохимических и гидрогеологических процессов, проявленных в ходе инфильтрационного водообмена.

Инфильтрационное оруденение, связанное с ЗПО, — уран-монометальное (месторождения Мынкудук, Жалпак в Чу-Сарысуйской провинции) и комплексное уран-полиметальное с промышленными концентрациями селена, молибдена, ванадия, рения, скандия и геохимически значимыми содержаниями золота, серебра, мышьяка, германия, редких земель, никеля, кобальта и других элементов (месторождения Кенимех, Букинай, Сугралы и другие в Центральнокызылкумской провинции).

Рудовмещающие палеодолины врезаны в кристаллический фундамент, представленный разнообразными породами, включая специализированные на уран (кислые вулканиты, граниты, битумоносные породы и др.). Системы рудовмещающих палеодолин связаны с поверхностями древних пенепленов. Перекрытие пенепленов более молодыми образованиями обусловливает сохранение оруденения до наших дней. Урановое оруденение приурочено к первично-сероцветным песчаникам, содержащим рассеянное углефицированное ОВ и прослои бурых углей. Оруденение контролируется границами выклинивания зон грунтового, пластового или грунтово-пластового окисления. Рудные залежи располагаются в соответствии с формой палеодолин и прослеживаются на расстояние до нескольких километров по их простиранию. Урановое оруденение в палеодолинах — монометальное или комплексное, но спектр сопутствующих элементов обычно беднее, чем на месторождениях ЗПО [236]. К этому типу относится уран-скандий-редкометальное месторождение Далматовское в Зауралье, локализующееся в средне-верхнеюрских аллювиальных отложениях, образование которого связывается с аридной эпохой поздней юры — раннего мела.

Эксфильтрационное урановое оруденение контролируется эпигенетическими изменениями рудовмещающих пород и минеральными новообра-

ТИПИЗАЦИЯ СТРАТИФОРМНОГО УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Генетические группы, классы и типы оруденения				Источник рудного вещества	Рудные растворы	
Син-диагенетические	Био-хемогенные	Урановосные битумоносные породы		Фоновая урановосность морской воды; снос с урановосных денудируемых областей; привнос урановосных вулканических пеплов	Морская вода (взаимодействие геохимически разнородных придонных вод и поровых иловых вод донных отложений)	
		Урановосные фосфориты		Фоновая урановосность морской воды; размыв фосфоритоносных формаций		
		* Урановосный костный детрит рыб		Фоновая урановосность морской воды; гидротермальные источники в зонах активных глубинных разломов на границе шельфа и глубоководных котловин		
		* Связанное с зонами пластового окисления в песчаниках	На выклинивании региональных зон	Фоновая и аномальная урановосность, включая экзодиагенетические аккумуляции, рудовмещающих пород; на месторождениях, связанных с локальными зонами; урановосность выступов фундамента, генерирующих зоны окисления	Подземные воды пластовых горизонтов крупных и малых рудовмещающих артезианских бассейнов чехлов активизированных окраин платформ, примыкающих к эпиплатформенным орогенам	
			На выклинивании локальных зон			
			Рудные «пузыри»			
			Рудные «реликты»			
Эпигенетические	Инфильтрационные	* Урановосные палеодолины		Аномальная урановосность области водосбора	Грунтовые и пластовые воды аллювиальных отложений палеодолин высоких порядков приорогенных областей	
		* Уран-угольные		Аномальная урановосность областей питания рудоформирующих подземных вод	Грунтовые и пластовые воды угленосных бассейнов орогенных и приорогенных впадин	
		Урановосные торфяники		Фоновая и аномальная урановосность рудоформирующих подземных вод	Грунтовые воды торфяных массивов	

ТАБЛИЦА IV.3

ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ

	Сорбенты, восстановители и осадители урана		Геодинамические обстановки локализации оруденения	Примеры рудных концентраций
	ОВ нефтяного ряда, фосфаты (?)		ОБ пассивных континентальных окраин	Урапоносные (с широким спектром сопутствующих элементов) глинисто-сапропелево-кремнистые породы баженовской свиты и ее аналогов верхней юры — нижнего мела Западно-Сибирской плиты
	Фосфаты, ОВ (?)		ОБ пассивных континентальных окраин в зоне апвеллинга	Урапоносные фосфориты верхнего мела Марокко и пермской формации Фосфориа США
	Фосфатное вещество костных остатков рыб		ОБ активных континентальных окраин	М-ния Меловое, Томакское, Степновское и др. в Мангышлакском промышленно-рудном и Ергенинском рудном районах
	ОВ угольного ряда	Рассеянное ОВ	ОБ крупных и малых впадин синеклиз и антеклиз активизированных чехлов платформ, примыкающих к коллизионным складчато-надвиговым поясам	М-ния Мынкудук, Карамурун в Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской урановорудных провинциях
				М-ния Учкудук, Лявлякан в Центральнокызылкумской урановорудной провинции
				М-ния Канжуган, Моинкум в Чу-Сарысуйской провинции
			Субплатформенные структуры окраинных частей плит, примыкающих к малоамплитудным орогенным поднятиям в периферической части коллизионных поясов	М-ния Далматовское, Тобольское и др. юго-западной окраины Западно-Сибирской платформы
		Концентрированное ОВ	Межгорные впадины коллизионных складчато-надвиговых поясов и сопредельных субороген ных областей	М-ния Тура-Кавак, Джильское в межгорных впадинах Тянь-Шаня, Нижнеилийское в Балхашской депрессии
			ОБ форланда	М-ния в торфяниках р. Чу в Восточно-Чуйской впадине

Генетические группы, классы и типы оруденения				Источник рудного вещества	Рудные растворы	
Эпигенетические	Инфильтрационные	* Связанное с зонами пластового окисления	На выклинивании локальных зон в песчаниках в очагах вторичного восстановления	Урановосность выступов фундамента (специализированные на уран комплексы пород, месторождения и проявления урана)	Пластовые воды малых артезианских бассейнов постплатформенных суборогенных поднятий	
			На выклинивании локальных зон в карбонатных породах	Фоновая и аномальная урановосность рудовмещающих пород и областей питания рудоформирующих подземных вод	Пластовые воды межгорных впадин	
		В очагах вторичного восстановления над разрушающимися газонефтяными залежами		Фоновая и аномальная урановосность рудовмещающих пород	Грунтовые и пластовые воды межгорных приорогенных впадин и крупных поднятий (своды, валы) в пределах слабоактивизированных частей платформ	
		* Урановосные битумы		Фоновая и аномальная урановосность рудовмещающих пород и областей питания рудоформирующих подземных вод	Пластовые воды межгорных впадин орогенных областей и постплатформенных суборогенных поднятий	
		* Урановосные калькреты, гипскреты и др.		То же	Грунтовые воды русловых, озерных и лагунных отложений	
		Урановосные коры выветривания по породам, специализированным на уран		Аномальная урановосность пород, подвергшихся корообразовательным процессам	Грунтовые (трещинно-грунтовые) воды	
	Эксфильтрационные	Урановосные битумы		Специализированные на уран комплексы пород платформенного чехла и фундамента, обеспечивающие поступление в рудоформирующие подземные воды подвижного урана	Трещинно-пластовые воды отложений, подстилающих рудовмещающую толщу седиментогенного происхождения, а также, вероятно, возрожденные, метаморфогенные и др. воды глубоких горизонтов платформенного чехла и фундамента рудовмещающих артезианских бассейнов	
		Уран-сульфидное				

Примечание. Звездочкой * отмечено промышленное оруденение.

	Сорбенты, восстановители и осадители урана	Геодинамические обстановки локализации оруденения	Примеры рудных концентраций
	Рассеянное ОВ	ОБ антеклиз, примыкающих к коллизионным складчато-надвиговым поясам	М-ния Сугралы, Букинай и др. в Центральнокызылкумской урановорудной провинции
	ОВ нефтяного ряда	ОБ межгорных впадин коллизионных областей	М-ния Майлисай, Майлису и др. в Ферганской впадине
		ОБ межгорных впадин коллизионных областей, синеклиз активизированных окраин платформ и платформенных поднятий в пределах слабоактивизированных областей	Рудопроявления Каракатай в Бухаро-Хивинской депрессии, Комсомольское в Афгано-Таджикской депрессии; Серный Завод на Каракумском своде Туранской платформы
		ОБ межгорных впадин коллизионных областей и примыкающих к ним субороген-ных поднятий	М-ние Сабырсай в Улус-Джамской депрессии
	Сульфиды, минералы латеритной коры выветривания и др.	ОБ пассивных континентальных окраин, рифтогенных структур (?)	М-ние Вадо в урановосном районе Мудуг в Сомалийской синеклизе
		ОБ межгорных впадин коллизионных областей и сопредельных структур	М-ние Сорбулак в пермских отложениях Чу-Сарысуйской рудной провинции
	ОВ нефтяного ряда	ОБ внутриплитных поднятий, рифтогенных структур; субороген-ных областей, примыкающих к коллизионным складчато-надвиговым поясам	М-ния Репьевское в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, Бадьёль на юго-западном крыле Тимано-Печорской впадины
	Сульфиды		Рудопроявления Вознесенское, Нефтяник в Предуралье, приуроченные к зонам дробления в карбонатных и терригенных породах верхнего карбона

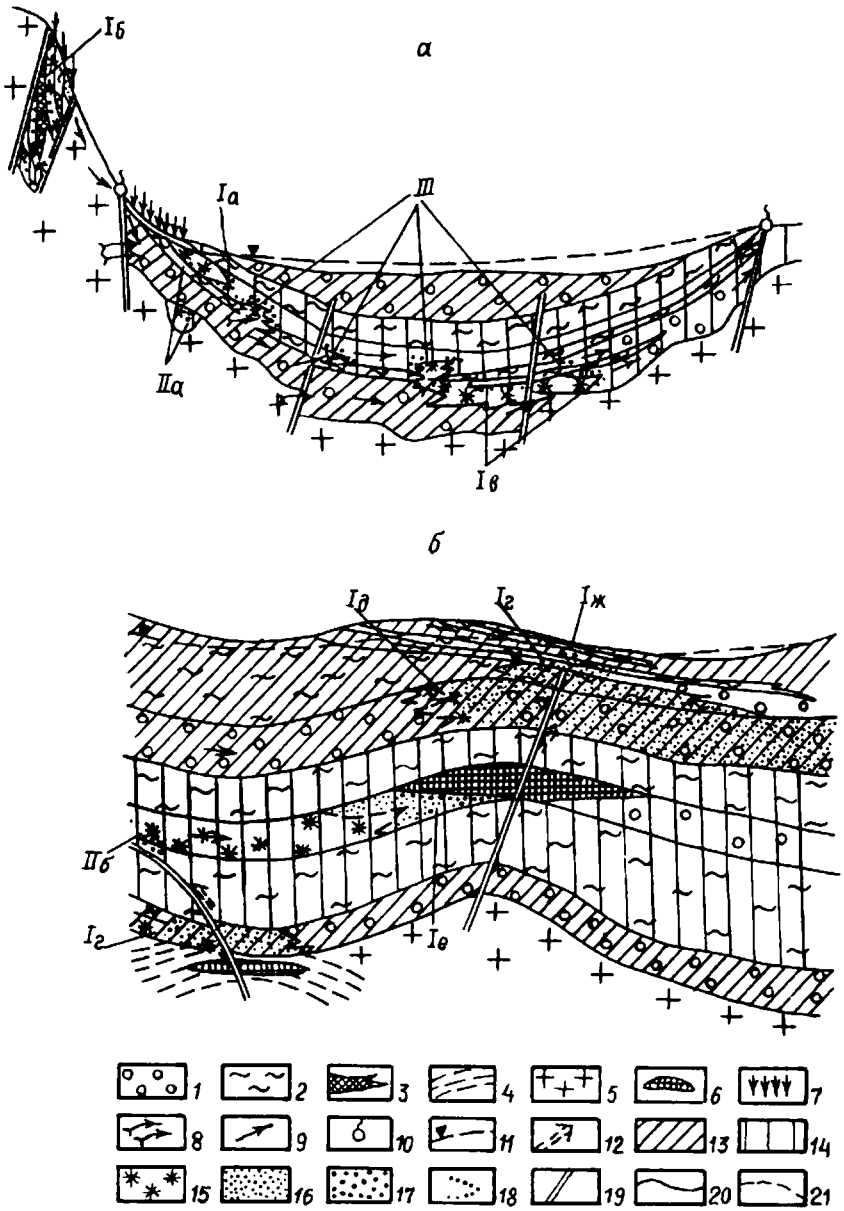


Рис. IV.27. Принципиальная схема размещения урановой минерализации, связанной с зонами пластового окисления, в геологическом и гидрогеологическом разрезе рудовмещающего артезианского бассейна [278], не содержащего промышленных скоплений нефти и газа в рудовмещающей толще (*а*) и нефтегазоносного или сопредельного с нефтегазоносными провинциями (*б*).

1—3 — породы осадочного чехла артезианского бассейна: *1* — пески, песчаники, *2* — глины, *3* — угли; *4—5* — породы складчатого основания артезианского бассейна: *4* — осадочные, *5* — магматические и метаморфические; *6* — скопления углеводородов; *7—11* — гидродинамические данные: *7* — очаги питания пластовых вод на выходах водовмещающих отложений, *8* — каналы гидравлической связи водоносных горизонтов чехла и зон трещиноватости складчатого основания бассейна, *9* — направление движения вод,

зованиями восстановительной направленности (битуминизация, сульфидизация, доломитизация и др.), проявленными в соответствии с простиранием рудоконтролирующих разрывных нарушений. Широко известны эксфильтрационные месторождения (урановосные битумы) плато Колорадо. В России непромышленное урановое оруденение этого типа (урановосные битумы и уран-сульфидное) установлено в чехлах окраинных частей древних платформ: Русской (месторождения Репьевское, Бадьёль, рудопроявления Нефтяник, Вознесенское и др.) и Сибирской (рудопроявления в рифейских отложениях Березовского прогиба, рудопроявления Туора-Сис и др.).

Месторождение Репьевское приурочено к морским карбонатным отложениям верхнего карбона Жигулевско-Пугачевского свода. Оруденение представлено преобладающей урано-битумно-сульфидной и спорадически проявленной урано-битумно-ванадиевой с фосфатами ассоциациями. Содержание урана в битумном веществе достигает нескольких процентов [341]. По мнению авторов работы [341], выявленные минеральные ассоциации наряду с характером рудоконтролирующих изменений и последовательностью их проявления сближают Репьевское месторождение с гидротермальными низкотемпературными месторождениями урана.

Предполагается, что эксфильтрационное урановое рудообразование происходило в раннем мезозое в ходе интенсивной очаговой разгрузки урановосных флюидов нефтегазоносных осадочных толщ и фундамента платформ одновременно с развитием инфильтрационных процессов. Со вторичной доломитизацией связано улучшение коллекторских свойств рудовмещающих пород. Важно отметить, что очаги разгрузки подземных вод глубоких нефтегазоносных горизонтов на эксфильтрационных месторождениях (Репьевское, Адамовка, Бадьёль) сохранились вплоть до настоящего времени.

Формирование уранового оруденения разных генетических типов связано с совокупностью благоприятных климатических, геодинамических, гидрогеологических, литолого-палеогеографических и других факторов,

---

10 — очаги разгрузки вод, *11* — уровень подземных вод; *12* — направление миграции углеводородов; *13—14* — первичная окраска пород: *13* — красная, *14* — серая; *15—17* — эпигенетические изменения пород: *15* — окисление (ЗПО), *16* — сероводородное восстановление, *17* — обеление; *18* — урановая минерализация на участках восстановительных геохимических барьеров; *19* — зоны разрывных нарушений; *20—21* — границы: *20* — пород осадочного чехла и складчатого основания бассейна, *21* — пород с первичной окраской и эпигенетически измененных.

I—III — подтипы и разновидности урановой минерализации, связанной с ЗПО: *Iа—Iж* — на выклинивании ЗПО [*Iа* — локальных ЗПО в первично-сероцветных породах, обогащенных рассеянным ОВ, *Iб* — локальных ЗПО в первично-сероцветных породах, обогащенных концентрированным ОВ (угли, углесодержащие породы), *Iв* — региональных ЗПО, развивающихся в первично-сероцветных породах от красно- или пестроцветных толщ, *Iг* — локальных ЗПО, в очагах локального (над залежами углеводородов) и регионального латерального восстановления, *Iд* — региональных ЗПО, в очагах латерального восстановления, *Iе* — локальных и региональных ЗПО, в зонах водонефтяного (или газоводного) контакта разрушающихся залежей углеводородов (в зонах взаимодействия газообразных восстановителей с пластовыми кислородсодержащими водами в первично-сероцветных и эпигенетически восстановленных породах), *Iж* — локальных и региональных ЗПО, в битумопроявлениях над нефтяными залежами (то же, что и *Iе*)]; *IIа, IIб* — в тыловой части преимущественно региональных, меньше локальных ЗПО: *IIа* — в неокисленных первично-сероцветных породах, *IIб* — в очагах вторичного восстановления пород; *III* — перед фронтом выклинивания ЗПО в первично-сероцветных горизонтах и над вторично-окисленными или первично-красноцветными образованиями.

имеющих рудоконтролирующее значение. Охарактеризуем главные факторы контроля наиболее практически значимого инфильтрационного уранового оруденения, позволяющие выполнить мелкомасштабное прогнозирование его в ОБ платформенных чехлов на территории России. При обсуждении этих факторов в первую очередь отмечается размещение урановых месторождений, урановорудных провинций в обстановке аридного климата. С аридным климатом связывается высокий региональный фон урана ($n \cdot 10^{-6} \div n \cdot 10^{-5}$ г/л и более) в рудоформирующих подземных водах, обусловленный процессами испарительного концентрирования.

Геодинамические обстановки размещения уранового оруденения определяются его приуроченностью к ОБ крупных и малых впадин синеклиз и антеклиз активизированных чехлов платформ, примыкающих к коллизионным складчато-надвиговым поясам (эпиплатформенные малоамплитудные орогены и сопредельные структуры), а также к межгорным впадинам последних. Урановое оруденение грунтово-, грунтово-пластово- и пластово-инфильтрационного типов имеет в этих структурах зональное распространение [97].

С эволюцией поднятий малоамплитудных орогенов связано образование рудоформирующих потоков подземных вод, и в этом отношении геотектоническая позиция рудных регионов хорошо увязывается с их гидрогеологическими условиями, в частности с гидрогеохимической зональностью рудовмещающих артезианских бассейнов в эпохи уранового рудообразования. Рудоформирующие потоки подземных вод своей приуроченностью к погружению малоамплитудных поднятий отчетливо проявляются в гидрогеохимическом поле (преимущественно пресные воды метеогенного происхождения). Гидрогеохимическая и особенно радиогидрогеологическая (O_2, Eh; U, Sc, Mo и другие металлы) зональности, как правило, контролируют размещение уранового оруденения. Именно такой характер соотношения упомянутых зональностей установлен в рудовмещающих артезианских бассейнах Притяньшаньской мегапровинции.

Несовпадение гидрогеологических условий и рудоконтролирующей эпигенетической зональности наблюдается на отдельных участках, обычно характеризующихся развитием новейших водоподводящих зон тектонических нарушений, по которым из подстилающих образований или фундамента подземные воды с восстановительными свойствами переливают в ЗПО.

Комплексное изучение подземных вод на территориях размещения урановых месторождений, связанных с региональными ЗПО, показало, что при формировании уникальных по рудонасыщенности территорий, таких, как Чу-Сарысуйская провинция, важное значение имеет длительная унаследованная инфильтрация подземных вод, проявленная начиная с этапа седиментогенеза рудовмещающих пород и вплоть до эпохи уранового рудообразования в позднем олигоцене—антропогене.

Дальность миграции рудоформирующих кислородсодержащих вод, образующих региональные ЗПО, составляет на глубину до 2—2,5 км, а по латерали до 150—200 км от областей питания этих вод. Такая миграция атмосферного кислорода вызвана тем, что в тылу рудоконтролирующих ЗПО широко распространены красно- и пестроцветные образования, способствующие сохранению в подземных водах кислорода, урана и сопутствующих металлов.

Литолого-палеогеографическая обстановка формирования рудовмещающих пород определяет положение границ выклинивания ЗПО в окраинных

частях областей платформенного осадконакопления: 1) на континентальных равнинах — в области смены красноцветных пролювиально-делювиальных образований сероцветными крупных транзитных речных систем; 2) в переходной области (от континента к морю) — в зоне замещения аллювиальных осадков на прибрежно-морские; 3) в пределах открытого моря — на участках островных и связанных с ними подводных поднятий.

Прямым поисковым критерием инфильтрационных месторождений служат границы выклинивания зон грунтового, грунтово-пластового или пластового окисления, сформированные кислородсодержащими урановосными водами. Урановое оруденение, располагаясь на этих границах, является закономерным элементом рудоконтролирующей эпигенетической зональности. Установление и картирование эпигенетической зональности с использованием минералого-геохимических методов — важные составные части комплексных прогнозно-металлогенических исследований. Эти исследования на уран на древних и молодых платформах России, использующие многолетний опыт таких работ в Казахстане и в Средней Азии, еще не завершены. Поэтому можно высказать лишь некоторые предварительные соображения об их перспективах на территории Западной и Восточной Сибири.

В чехле Западно-Сибирской платформы И. Л. Лучининым и Г. М. Комарницким в 1984 г. впервые выделен Южно-, Западно-Сибирский или Урало-Енисейский потенциально урановорудный пояс с ведущим промышленным типом урановых месторождений, связанных со средне-позднеюрскими палеодолинами. Этот пояс шириной от 75 до 200 км протягивается в окраинной части платформы от Урала до Енисейского кряжа на расстояние до 2,5 тыс. км. Зауральская часть пояса, примыкающая к «лобовому» погружению раннемезозойского орогена наиболее насыщена рудными объектами (месторождения Далматовское, Добровольное, Хохловское на территории России, Тобольское и Сеншарское в пределах Казахстана) [236, 237]. Перспективы этой ветви Урало-Енисейского пояса вполне определенные. Ряд выявленных палеодолин заключает перспективные рудопроявления (Осиновское, Юконское и др.), требующие проведения специальных работ. В более молодых отложениях на территории Зауралья урановое оруденение не выявлено.

В восточной части Урало-Енисейского пояса, находящейся на начальной стадии изучения [237], в юрских (позднеюрских—раннемеловых) палеодолинах пока выявлено только одно месторождение урана — Малиновское. Кроме того, здесь изучено палеодолинное месторождение Пригородное, локализованное в олигоценовых отложениях, а также рудопроявление Михайловское, связанное с ЗПО в олигоценовых песчаниках Кулундино-Барнаульской впадины. Известны и другие рудопроявления в юрских (урано-угольный тип) и в неоген-четвертичных (урановосные палеодолины) отложениях.

Приведенные данные об особенностях размещения уранового оруденения в пространстве и во времени показали, что Урало-Енисейский пояс как урановорудную структуру следует связывать только с раннемезозойским орогенезом. Причем западная его часть, сопредельная с «лобовой» частью раннемезозойского орогена, весьма перспективна в отношении урановосности, а восточная, удаленная от осевой части упомянутого орогена, еще требует специального анализа фактических материалов.

В то же время на юго-востоке Западно-Сибирской платформы может быть выделен еще один потенциально урановорудный Кулундино-Ени-

сейский фрагмент новейшего приорогенного пояса Центральной Азии, к юго-западной части которого приурочена Притяньшаньская мегапровинция. Этот фрагмент заключает названные выше месторождения и рудопроявления инфильтрационного типа, формирование которых связано с проявлением новейшей тектонической активизации. На юго-восточной окраине Западно-Сибирской платформы Урало-Енисейский мезозойский и Кулундино-Енисейский новейший потенциально рудные пояса пространственно совмещаются, что открывает широкие возможности для прогнозирования уранового и сопутствующего оруденения разных генетических типов.

Перспективы урапоносности обоих рудных поясов на территории южной окраины Западно-Сибирской платформы сопряжены с влиянием горного обрамления. Анализ имеющихся материалов показывает, что могут быть намечены геологические обстановки, благоприятные для развития зон окисления, вне прямой связи с обрамлением. Такие обстановки, характеризующиеся развитием зон окисления в проницаемых горизонтах верхнемеловой — палеогеновой толщи, установлены на территории Кеть-Тымского междуречья (правобережные притоки р. Оби). Концентрации урана на выклинивании этих зон не выявлены (специализированные работы не проводились). Но на одном из участков вблизи выклинивания зоны окисления, природа которой однозначно не установлена, обнаружены концентрации платиноидов (в сумме до 0,57 г/т). Это указывает на возможность образования платиноидов, связанных с развитием инфильтрационных процессов [243]. С учетом полученных данных разработана модель формирования инфильтрационного оруденения платиноидов и в юго-восточной (восточной) части чехла Западно-Сибирской платформы выделена новая Обско-Енисейская потенциально платиноносная область преимущественного развития инфильтрационного оруденения элементов платиновой группы (Шор Г. М. и др., 1996*).

Прогнозирование уранового оруденения на древней Сибирской платформе, изученной в этом отношении очень слабо, показало возможность его нахождения почти во всех структурно-вещественных комплексах чехла. Формирование рифейского и нижне-среднекембрийского комплексов происходило в условиях неоднократной аридизации климата, что весьма благоприятно для развития инфильтрационных окислительных процессов. В байкальскую и каледонскую, и особенно в более поздние, в первую очередь в герцинскую и киммерийскую, эпохи в этих комплексах могло формироваться урановое оруденение разных генетических типов: калькреты, трубки растворения — обрушения в закарстованных карбонатных породах, урапоносные битумы и инфильтрационные аккумуляции в очагах вторичного восстановления пород, связанные с миграцией углеводородов.

Канско-Тасеевская впадина, Тунгусская синеклиза в бассейне р. Ниж. Тунгуски, Патомско-Вилюйский авлакоген перспективны на урановое оруденение, связанное с зонами грунтового и пластового окисления, калькреты (?) в девонских континентальных первично-сероцветных и пестроцветных толщах, формировавшихся в пределах озерно-аллювиальных равнин.

Оруденения урано-угольного и палеодолинного типов вероятны в окраинных частях одного из крупнейших в мире Тунгусского угленосного бассейна, примыкающих к поднятиям в обрамлении Сибирской платформы.

---

* О формировании инфильтрационного оруденения элементов платиновой группы в чехле Западно-Сибирской платформы/Г. М. Шор, Г. В. Дитмар, Н. И. Комарова, О. В. Голикова. — Докл. РАН, 1996, т. 351, № 4, с. 525—527.

Сохранению уранового оруденения здесь могло способствовать наличие многочисленных покровов и силлов пород трапповой формации. С разгрузкой погребенных рассолов на территории Тунгусской синеклизы может быть связано формирование ураноносных битумов.

В оценочные на уран работы следует включить верхнемеловые — палеогеновые и неоген-четвертичные отложения континентального литогенеза, происходившего в обстановке семиаридного и семигумидного климата (обрамление Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Байкало-Станового и Верхоянского поднятий, включая Предбайкальскую предрифтовую впадину).

Особый интерес представляют зоны сернокислотного выщелачивания и сопряженные с ними ореолы сидеритизации, предположительно относимые к мезозойскому тектогенезу. Алюминаты и аллофан-гиббситовые породы, которыми представлены проявления сернокислотного выщелачивания, имеют наиболее широкое распространение в южном и восточном обрамлениях Иркутского амфитеатра.

И наконец, образование эксфильтрационной (гидротермальной?) урановой минерализации, возможно, связано с формированием магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа.

Таким образом, первоочередными регионами для постановки прогнозно-металлогенических исследований на уран в чехле Сибирской платформы являются ее западная часть (обрамление Тунгусской синеклизы, Тасеевская синеклиза и Иркутский амфитеатр) и южная окраина, примыкающая к Алданскому щиту. На этих территориях могут иметь продолжение выделенные в Западной Сибири потенциальные урановорудные пояса.

Итак, анализ фактического материала, полученного при изучении чехлов платформ, вносит определенные коррективы в подходы к прогнозированию, выявлению новых геологических обстановок, которые могут быть объектами специализированного изучения на уран и сопутствующие элементы. Очевидно, наибольший интерес представляют регионы, в которых рудообразование связывается с проявлением мезозойской и новейшей (неоген-четвертичной) активизации, так как именно в этих регионах, судя по имеющимся материалам [330], создаются наиболее благоприятные условия не только для формирования уранового оруденения традиционных, нетрадиционных и новых типов, но и для сохранения урановых месторождений до настоящего времени.

Глава IV.3. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И МЕТАЛЛООРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Характерной особенностью стратиформного оруденения является связь с осадочными породами, содержащими углеродистый материал или органическое вещество (ОВ) [95, 258]. Однако конкретные представления о природе, функциях и роли органики в рудообразовании проработаны недостаточно и зачастую дискуссионны. Решение данных вопросов затрудняется, с одной стороны, многообразием форм проявления ОВ в осадочных бассейнах, с другой — полигенностью процессов рудообразования.

ОВ осадочных пород чаще всего имеет седиментогенную палеобиогенную природу, а его свойства тесно связаны с историей развития самих бассейнов. Гипотезы о ювенильном, мантийном, гидротермальном происхождении углеродистого материала в типичных осадочных толщах «удобны» для создания рудогенетических моделей, но пока не находят должного фактического подтверждения. В построениях такого типа углерод или его соединения возникают в любой необходимый момент, перемещаются в любом направлении, так как они рассматриваются вне связи с рудовмещающей толщей [130 и др.]. Не отрицая возможности присутствия абиогенных углеродистых соединений в рудоносных осадочных бассейнах (РОБ), полагаем необходимым подчеркнуть, что результаты изучения ОВ в них, как правило, свидетельствуют о его седиментогенном, преимущественно растительном происхождении. На это указывают связь количества и состава органики с литолого-фациальной природой осадков, синхронность ката- и метаморфических преобразований ОВ и вмещающих пород, структурные соотношения рудных минералов с органическими включениями и т. д.

ОВ осадочных бассейнов может быть представлено двумя основными генетическими линиями или рядами: осадочным, угольным и (или) миграционным, преимущественно битумным [52]. Различия между ними заключаются в составе исходных веществ и особенностях их преобразования (табл. IV.4). ОВ угольного ряда формируется за счет захоронившихся в осадке рассеянных остатков или скоплений лигнино-целлюлозных тканей с относительно небольшим участием липидных компонентов. Исходным материалом ОВ битумного ряда служит в основном липидный комплекс веществ с повышенным содержанием водорода — углеводородный комплекс. Последний может формироваться автохтонно частично за счет специфического материала, например морского планктона, частично за счет остаточного накопления водорослей, животных организмов и других компонентов с большим содержанием водорода.

Основную часть ОВ второго ряда составляют газообразные и жидкие углеводороды, «возгоны», выделяющиеся из фоссилизированного осадочного ОВ в процессе диа- и катагенеза (рис. IV.28). Эти вещества подвижны и мигрируют в разрезе осадочной толщи, образуя при соответствующих условиях залежи нефти, газа, газогидратов или рассеянные битумы. Последние с повышением температуры преобразуются в твердые битумы, которые при катагенезе, теряя водород, все более сближаются с седиментогенным ОВ по составу, физическим и оптическим свойствам [494]. Однако, формируясь изначально из подвижных компонентов, они характеризуются иными условиями залегания: выполняют трещины, пустоты, интерстиции и т. п.

В связи с процессами метаморфизма и повышением температуры ОВ угольного и битумного (нефтяного) рядов переходит в графит. Судя по экспериментальным данным, битумное ОВ возможно быстрее графитизируется, чем более гетерогенное по составу угольное ОВ [56, 57]. При высокой температуре и недостатке давления из углеводородных возгонов образуется так называемый пироуглерод, или пирографит. От «настоящего» графита он отличается меньшей упорядоченностью кристаллической структуры при близких оптических свойствах. В этих же условиях угольное ОВ может образовывать кокс или частично ококсованное пористое вещество с высоким показателем отражения. При региональном термальном метаморфизме амфиболитовой фации все аморфные углеродистые вещества переходят в графит различной степени кристалличности.

ТАБЛИЦА IV.4

СХЕМА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДВУХ РЯДОВ ОВ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

<table>
<tr><th colspan="2">Стадии</th><th colspan="2">Осадочное, угольное ОВ</th><th>Миграционное, битумное ОВ</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Сингенез</td><td rowspan="2">Седиментогенез</td><td colspan="3">Высокоорганизованные растительные биополимеры</td></tr>
<tr><td colspan="2">Преимущественно лигнино-целлюлозный комплекс. Гуминовые кислоты, гумусовые вещества. Торф</td><td>Липидный комплекс (с повышенным содержанием водорода). Углеводороды (газы)</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Диагенез</td><td colspan="3">Образование геополимеров под действием биогенного фактора в существенно анаэробных условиях</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Возрастание содержания углерода в ОВ и показателя отражения ОВ</td><td>Образование ароматических и алифатических соединений углерода. Бурые угли, кероген горючих сланцев и пород, мацералы: витринит, фюзинит и др.</td><td>Увеличение роли углеводородных компонентов за счет остаточного накопления и возгонов из ОВ. Жидкие, газообразные углеводороды, озокерит, керит, асфальт. Повышенное содержание водорода</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Эпигенез</td><td>Катагенез</td><td>Каменные угли, кероген, органические мацералы. Интенсивная генерация жидких углеводородов, в конце этапа — газообразных. Переход в антрациты, черные сланцы</td><td>Нефть, газы, твердые битумы: вюрцилит, альбертит, асфальтит (гильсонит, грэмит), повышенное содержание водорода. Эпи-, мезо-, катаимпсонит. Пироуглерод</td></tr>
<tr><td>Метагенез</td><td>Метаантрациты, черные сланцы, кероген соответствующей стадии</td><td>Катаимпсонит (антраксолит), пирографит</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Метаморфизм</td><td>На начальных фациях метаморфизма — суперантрацитовое ОВ, графитит</td><td>Антраксолит, пирографит, графит</td></tr>
<tr><td colspan="2">С амфиболитовой фации — графит разной степени кристалличности</td></tr>
</table>

Если при изучении седиментогенного ОВ можно опираться, кроме химических данных, на петрографические исследования микроструктур, во многих случаях однозначно свидетельствующие об их биогенном происхождении, то в отношении битумов, однородных макро- и микроскопически, этого сделать нельзя. При их диагностике учитываются наличие унаследованных от ОВ органических соединений (хемофоссилий), данные по изотопному составу углерода и характер залегания в осадочных породах.

Еще труднее и пока практически почти невозможно установить участие мантийных соединений углерода в фоссилизированном углеродистом ма-

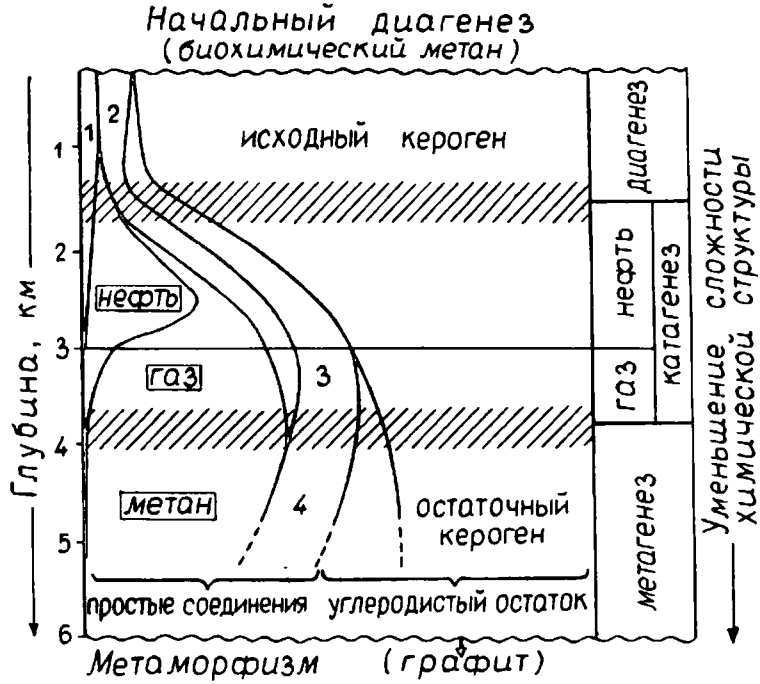


Рис. IV.28. Схема преобразования ОВ в разрезе осадочной толщи. Составлено с использованием данных Б. Дюрана.

1 — биомаркеры; *2* — гетероатомные растворимые соединения; *3* — CO_2, H_2O, H_2, N_2; *4* — новообразования (пиробитумы).

териале осадочных бассейнов. Предположение об их наличии основывается большей частью на сугубо гипотетических построениях. Проникновение соединений углерода в осадочную толщу связывается с глубинными разломами, зонами повышенной тектоно-магматической активности и гидротермальной деятельностью. В зоне гипергенеза, в которую могут быть выведены породы с ОВ на любой стадии их преобразования, происходят в целом процессы, «обратные» углефикации. Осадочное угольное ОВ выветривается, окисляется и теряет углерод, водород, обогащается кислородом, минеральными компонентами. Вновь образуются «вторичные» гуминовые кислоты и другие относительно простые соединения, возникают органоминеральные образования, соли органических кислот. Окисленные разности битумов представлены окси- и гуминокеритами. Принадлежность битумов к оксикеритам устанавливается по групповому и элементному анализам органической части. Для их диагностики важное значение имеют внешние признаки: отсутствие блеска, рыхлость, пористость, светло- и желтовато-бурая окраска [253]. Гуминокериты являются продуктом наиболее глубокой стадии выветривания битумов, при которой окисляющиеся битуминозные вещества достигают состояния гумификации. Как бурые и окисленные каменные угли, они содержат гуминовые кислоты и другие органические соединения, свойственные зоне окисления.

Из изложенного видно, что ОВ осадочных толщ многообразно по своим свойствам, составу, условиям накопления и степени постдиагене-

тической изменчивости. Поэтому даже в случае, когда доказано нахождение в одной толще различных форм ОВ, необходимы анализ возможного их поступления, а также выявление сингенетичных и эпигенетичных, автохтонных и аллохтонных разностей.

Исходный материал, тип, метаморфизм ОВ осадочных пород определяют его свойства и тем самым способность концентрировать различные металлы и играть ту или иную роль в рудообразовании. Известно несколько механизмов участия ОВ в рудообразующих процессах (табл. IV.5) [497].

1. Концентрация металлов путем ионного обмена или хелатообразования:

$$2R\overset{\overset{H}{|}}{C}O^{-}_{H} + M^{-2} \rightarrow R\overset{\overset{H}{|}}{C} - O - M - O - \overset{\overset{H}{|}}{C}R,$$

где R — органическая молекула; M — металл; H, C, O — водород, углерод, кислород — основные элементы, слагающие ОВ.

2. Восстановление металлов в нерастворимые формы путем окисления спиртов (гидроксильных групп) до альдегидов:

$$MO^{2+} + R\overset{\overset{H}{|}}{C} - OH \rightarrow MO + R\underset{\underset{H}{|}}{C} = O + 2H^{+}.$$

3. Бактериальное (при $t < 90$ °C) или небактериальное (при $t > 100$ °C) восстановление сульфатов до сульфидов за счет окисления ОВ:

$$SO_4^{2-} + 2R\overset{\overset{H}{|}}{C} - OH \rightarrow H_2S + 2RH + 2HCO_3^{-}$$

и последующей реакции с металлом

$$HS^{-} + M^{2+} \rightarrow MS + H^{+}.$$

Хелаты представляют собой класс металлоорганических или металлонеорганических соединений, в которых атом металла или ион удерживается между двумя атомами одной молекулы или лиганда [511]. Вероятность хелатообразования как фактора концентрации некоторых металлов в осадках основывается на наблюдении над хелатами и переходными элементами. Эти реакции эффективны для бериллия, никеля, ртути, свинца, меди, ванадия, кадмия, марганца. Изучение растений показывает, что небольшие количества редких элементов адсорбируются в форме хелатов. Высока вероятность хелатообразования для железа, марганца, меди, цинка, бора, кобальта, никеля, так как эти элементы легко образуют комплекс с органическими молекулами. Тем не менее до сих пор точно не установлено, всегда ли металлоорганические комплексы присутствуют в виде хелатов.

Гуминовые кислоты, образующиеся из растительного материала, обладают большой способностью фиксировать UO_2^{2+}, VO^{2+}, в меньшей степени лантаниды, хром, железо, кобальт, никель, медь, цинк и другие металлы. Установлена аккумулирующая роль гуминовых кислот (ГК) по отношению к золоту [259]. ГК способствуют формированию сингенетичной золотоносности морских осадков, главным образом шельфового и континентального склонов, где происходит накопление ОВ сапропелевого типа.

В осадках хорошо сохраняются порфирины — органические соединения, генетически связанные с хлорофиллом и другими пигментами.

ТАБЛИЦА IV.5

РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКИХ И НЕОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В РУДООБРАЗОВАНИИ [497]

Процесс	Роль ОВ	Роль неорганических веществ
Мобилизация	Разложение ОВ повышает парциальное давление CO_2 в почвах, грунтовых водах и дает органические CO_2 и кислоты, которые выщелачивают и мобилизуют металлы из материнских пород	Металлы могут выщелачиваться атмосферным CO_2 (в метеорных водах) и гидротермальными флюидами
Транспортировка (перенос)	Катионы металлов, захватываемые путем ионного обмена фульво- и гуминовыми кислотами, могут переноситься с ОВ	Металлы могут переноситься водой в виде неорганических комплексов (например, с Cl ион PO_4^{3-})
Концентрация	При подходящих условиях (pH) ОВ, содержащее функциональные группы, может связывать металлы путем ионного обмена или хелатообразования (отмечаются коэффициенты концентрации более 10 000). Эти типы металлоорганических соединений могут осаждаться при изменении pH (в более кислой среде), при увеличении растворенных веществ (в результате испарения, влияния других вод) или на глинистых частицах	Глины, окислы железа могут эффективно адсорбировать некоторые металлы
Восстановление (редукция)	ОВ может восстанавливать металлы непосредственно или путем редукции (биогенной, химической) сульфатов до сульфидов, которые в свою очередь восстанавливают металлы	Восстановителями могут служить аллогенные гидросульфиды (из гидротермальных флюидов, нефтяных резервуаров)
Консервация (сохранение)	Восстановленные сульфиды металлов, будучи тесно связанными с ОВ, сохраняются от окисления или ремобилизации грунтовыми водами, в особенности в более устойчивом фоссилизированном ОВ	Карбонатный цемент пород и глины уменьшают пористость и препятствуют прохождению вод

Они присутствуют главным образом в виде ванадиевых, никелевых, медных комплексов, реже в комплексе с железом, титаном и др. Редкие элементы могут экстрагироваться из морской воды порфиринами морских организмов. Порфириновые соединения устойчивы в горючих сланцах, битумах, нефти (табл. IV.6). Вероятно, они выдерживают процессы диа- и катагенеза.

В водорослях содержание ванадия, связанного с порфиринами, составляет $2 \cdot 10^{-4}$, в микроорганизмах океана $8{,}5 \cdot 10^{-3}$ %. В битуме одного из месторождений количество ванадия — 0,76 %, а в порфиринах из этого битума — 8,4 %.

В сингенезе устанавливаются четыре геохимические функции ОВ: концентрационная (прижизненное накопление организмами), транспортная (перенос металлов в устойчивых соединениях), средообразующая и барьерная (фиксация элементов на сорбционных и геохимических барьерах). Концентрационной функции растений и других организмов посвящено большое число работ [435].

ТАБЛИЦА IV.6

СОДЕРЖАНИЕ ПОРФИРИНОВ И НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОВ В НЕФТИ, ppm [511]

Местонахождение	Порфирины	Ванадий	Никель
Венесуэла	1700	900	70
»	170	320	40
Калифорния	300	280	130
Оклахома	160	150	70

ТАБЛИЦА IV.7

КОЭФФИЦИЕНТЫ КОНЦЕНТРАЦИИ $K_к$ ЭЛЕМЕНТОВ В МОРСКИХ РАСТЕНИЯХ ПО ОТНОШЕНИЮ К МОРСКОЙ ВОДЕ [435]

Главные элементы		Второстепенные элементы	
Элемент	$K_к$	Элемент	$K_к$
Al	6000	Ag	830
B	24	As	10 000
C	12 300	Au	1200
Ca	25—750	Ba	1000
Co	2300	Be	1700
Cu	3700	Bi	3530
Fe	70 000	Cd	4000
I	500—25 000	Cr	20 000
K	140	Cs	1400
Mg	4	F	3500
Mn	26 500	Ga	17 000
Mo	45	Hg	1000
Na	3	Li	170
P	50 000	Ni	600
Rb	70	Pb	26 700
S	14	Sn	330
Sc	8900	Ti	12 000—80 000
Si	500—6700	W	35
Sr	33—175		
V	1000		
Zn	15 000		

Содержание многих элементов в морских растениях во много раз превышает их концентрацию в морской воде (табл. IV.7), но трудно сказать, какая часть их в осадке обусловлена именно этим фактором. Например, в стенках клеток *Bacillus subtilis* адсорбируется разное число ионов металлов: Fe^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+}, Au^{2+}, Ni^{2+}, в небольшой степени — Hg^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+}, Ag^{+}. Процесс адсорбции завершается образованием металлокомплексов, главным образом через карбоксильные группы. В керогене или нерастворимом ОВ содержится много мембран (стенок клеток растений), и поэтому процесс биоаккумуляции элементов может иметь большое значение для сингенетичного накопления металлов. Эффективным сорбентом

ТАБЛИЦА IV.8

ПРИБЛИЖЕННЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ K_o НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ТИПАХ ОВ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ [435]

Элементы	Торф		Водорослевый органический материал K_o (pH = 3,80)
	K_o	pH	
UO^{2+}	$1{,}00 \cdot 10^4$	5,0	$9{,}5 \cdot 10^3$
Fe^{3+}	$2{,}65 \cdot 10^4$	4—4,5	Не опр.
Fe^{2+}	$9{,}10 \cdot 10^2$	4—4,5	»
Ni^{2+}	$4{,}51 \cdot 10^2$	4—4,5	$6{,}9 \cdot 10^2$
La^{3+}	$2{,}30 \cdot 10^4$	5,0	Не опр.
Ba^{2+}	$>10^4$	5,0	»
Mn^{2+}	$5{,}00 \cdot 10^3$	5,0	$5{,}0 \cdot 10^3$
Cu^{2+}	$2{,}38 \cdot 10^3$	4—4,5	$4{,}6 \cdot 10^3$
Co^{2+}	$6{,}90 \cdot 10^3$	4,6	$6{,}2 \cdot 10^2$
VO^{2+}	$5{,}00 \cdot 10^4$	5,0	Не опр.
MoO_4^{2-}	$2{,}00 \cdot 10^2$	4,0	»
Zn^{2+}	$8{,}60 \cdot 10^3$	5,0	$1{,}3 \cdot 10^3$
Zr^{4+}	$>10^4$	1,0	Не опр.

металлов является не только водорослевый (сапропелевый) тип ОВ, но, как известно, и гумусовый материал (табл. IV.8).

Большую роль в концентрировании металлов играют бактерии и грибки, которые разлагают растительные остатки, что значительно увеличивает сорбционную емкость органики. Грибки *Rhizopus arrhizus* сорбируют до 180 мг U^{6+} на 1 г их массы. В результате разложения ОВ образуются гумусовые вещества, гуминовые и фульвокислоты, способствующие обогащению торфяных осадков металлами. Предполагается, что первоначально связанный металл являлся центром, вокруг которого продолжался рост металлических агрегатов.

Вопросы прижизненного и раннедиагенетического накопления металлов в осадках с участием ОВ в присутствии различных микроорганизмов исследованы довольно детально. Эти данные наряду с установлением биогенной природы ОВ пород РОБ служат основанием для положения о большой роли в рудообразовании процессов биоаккумуляции элементов живым веществом и гумусовым материалом, молекулы которого содержат реакционно способные функциональные группы. При накоплении и разложении ОВ в осадках выделяются активные соединения (H_2S и др.), контролирующие окислительно-восстановительный потенциал среды осадконакопления и влияющие на мобильность элементов. Изучение сорбционных свойств гумусовых и сапропелевых веществ свидетельствует о том, что более важную роль в осаждении металлов играют восстановительные реакции.

Признание ограниченной способности катионного обмена органики и металлов при хелатообразовании заставило исследователей уделять больше внимания реакциям восстановления — окисления. В целом восстановительная функция ОВ изучена в значительно меньшей степени, чем его способность к образованию металлоорганических комплексов. В то же вре-

мя при рассмотрении ряда РОБ выявляется большее значение барьерной функции ОВ. Для многих стратиформных месторождений создаются модели, в которых главными осадителями элементов считаются восстановленные сернистые разности, образующиеся при взаимодействии сульфатов и ОВ (путем прямого осаждения сульфидов металлов, соосаждения с сульфидами или восстановления нехалькофильных элементов).

До сих пор широко дискутируются условия развития процессов биологической и абиологической сульфатредукции (температурный режим, природа, состав ОВ). Мало изучены и возможности прямого восстановления металлов органическими соединениями без участия сернистых разностей. С. Т. Бадалов [10], касаясь вопросов геохимических связей биоорганического углерода с благородными металлами, отмечает особую роль в их концентрации мышьяка и серы, образующих при метаморфизме свои наиболее устойчивые минеральные формы нахождения: арсенопирит и пирит. В момент зарождения и роста метакристаллов они становятся концентраторами основной массы золота и серебра. По мнению С. Т. Бадалова [10] и Л. Н. Моргуновой, ОВ слабометаморфизованных пород и руд тесно связано с золотом, а на высоких стадиях эти связи становятся слабее. Совместное нахождение в породах золота с серой и мышьяком объясняется их синхронным накоплением с ОВ.

В эпигенетических стратиформных месторождениях в зонах окисления и выветривания могут быть задействованы практически все механизмы концентрации и накопления металлов. Такие месторождения широко распространены и составляют важнейшую группу осадочных рудных формаций. Рудообразование в них связывается с участием гидротермальных флюидов, взаимодействовавших с углеродистым материалом. Породы, богатые ОВ, действуют, по-видимому, как восстановительные барьеры. Однако необходимы дальнейшие исследования, которые позволят установить механизмы и условия, в которых протекают процессы редукции, их зависимость от свойств металлов, состава и метаморфизма ОВ. Из-за сложности природных объектов, в которых элементы и ОВ испытали воздействие многих факторов, лабораторные эксперименты могут служить лишь одним из оснований для построения рудогенетических моделей. Равнозначным, если не первостепенным, дополнением к лабораторным экспериментам являются непосредственные полевые, микроскопические и аналитические исследования ОВ пород на конкретном материале в определенных РОБ в связи с их металлоносностью.

Анализ данных по взаимосвязям ОВ и оруденения показывает следующее.

1. ОВ пород в той или иной роли участвует в рудообразовании в течение всей истории накопления осадков и развития бассейна.

2. Живое и костное слабоизмененное ОВ в седиментогенезе и раннем диагенезе создает определенные окислительно-восстановительные условия, в которых ОВ окисляется, а металлы и сера восстанавливаются. Большое значение на этом этапе имеет и биоаккумуляция металлов мембранами клеток и микроорганизмами. Процесс фиксации металлов на органической матрице подтверждается наличием металлоорганических соединений в осадках и слабоизмененных породах, а также экспериментами по определению сорбционной емкости ОВ и его способности соединяться с металлами. Металлогенические последствия этого выражаются в окислении минералов, транспортировке элементов в виде комплексов в РОБ, а также в эпигенетической концентрации металлов.

3. Окислительно-восстановительные реакции, охватывающие ОВ и металлы и (или) серу, развиваются под влиянием биогенных и абиогенных факторов. Они проявляются в диа- и катагенезе, приводя к образованию сернистых минералов или карбонатов, и в период эпигенетической ремобилизации металлов, связанной с гидротермальной деятельностью. В целом подтверждается большая реакционная способность органических соединений и их важная роль в формировании рудных месторождений, при диагенетических и гидротермальных процессах.

4. В рудоносных осадочных бассейнах ОВ находится большей частью на высоких стадиях углефикации и начального метаморфизма, его главная роль заключается в создании геохимических барьеров. Металлоорганические соединения на этом этапе с повышением температуры разрушаются, формируются рудные минералы и самородные формы благородных и других металлов. Однако может происходить и захват элементов ОВ с внедрением металлов в межплоскостные части графитовой структуры углеродистого вещества.

5. Многообразие функций ОВ, его изменение под влиянием геологических факторов, неоднократность этапов минерализации и т. п. нарушают прямые корреляционные связи углерода с металлами и создают сложную картину их взаимоотношений. Многое еще остается неясным как в самом механизме концентрирования элементов, так и в определении условий сульфат-редукции, развития окислительно-восстановительных процессов в РОБ, и даже просто расшифровка природы углеродистого вещества.

6. В каждой органической частице осадочной породы отражаются все события той среды, в которой она заключена. Определение специфических изменений ОВ и других критериев, характеризующих процессы минерализации с участием соединений углерода, может стать ключом к пониманию генезиса оруденения в осадочных бассейнах.

Глава IV.4. ПЕРСПЕКТИВЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ РОССИИ НА НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Анализ рудной минерально-сырьевой базы России показывает, что ее структура заметно отличается от таковой ведущих горнодобывающих стран. На территории России пока не известны аналоги большей части сравнительно недавно открытых крупных зарубежных стратиформных месторождений кобальта, никеля, молибдена, вольфрама, платиноидов, урана и других металлов, а среди известных почти все месторождения значительно уступают по качеству руд зарубежным. Это относится и к Удоканскому медному с более бедными рудами, чем на однотипных месторождениях Замбии, Польши и Казахстана, и к свинцово-цинковым Горевскому, Холоднинскому и другим с рядовыми и убогими рудами, не сопоставимыми с богатыми рудами австралийских месторождений Мак-Артур-Ривер и Маунт-Айза. Наблюдается явное несоответствие между огромными объемами осадочных пород, слагающих на территории России мощные чехлы обширных древних (Восточно-Европейской и Сибирской) и молодых (Западно-Сибирской и Скифской) платформ, а также значительные площади в складчато-надвиговых областях, и выявленным в них рудным потенциалом. Нужно также подчеркнуть, что бóльшая часть известных на территории России стратиформных рудных месторождений открыта в гор-

но-складчатых областях, где были сосредоточены основные объемы поисковых работ. В то же время обширные площади платформ, красных и предгорных прогибов остаются в этом отношении слабо изученными.

Проблема поисков и открытия в России конкурентоспособных аналогов известных зарубежных промышленных месторождений особую остроту приобрела в последние годы в связи с распадом СССР. Перечень известных зарубежных промышленных месторождений, аналоги которых отсутствуют в России, пополнился такими, как Никопольское и Чиатурское марганцевые, гидрогенные урановые в мезозойско-кайнозойских отложениях Средней Азии и Казахстана, полиметаллические Южного Казахстана, Джезказганское серебро-свинцово-цинково-медное и др.

Пути и способы обнаружения в осадочных комплексах или, иначе говоря, в реконструированных осадочных бассейнах прошлого новых и нетрадиционных для нашей страны типов рудных месторождений, уже являющихся важными или перспективными источниками сырья в других странах, могут быть намечены исходя из имеющегося мирового опыта и развиваемого в настоящей работе подхода к оценке рудоносных осадочных бассейнов (РОБ).

Подходы к оценке на новые и нетрадиционные типы месторождений могут разрабатываться в различных направлениях. Это либо постановка и решение вопросов поисков месторождений отдельных видов рудного сырья (золота, платины, урана и т. п.), либо оценка рудоносности отдельных характерных типов рудовмещающих формаций (например, рудоносность черносланцевых формаций и т. п.), либо отдельных групп геологических обстановок (например, рудоносность пассивных континентальных окраин и т. п.), либо выявление геологических обстановок, аналогичных тем, в которых локализуются интересующие нас типы рудных месторождений.

Кратко остановимся на характеристике условий локализации и перспективах выявления только нескольких новых и нетрадиционных для России типов месторождений, в той или иной степени связанных с осадочными бассейнами и уже представляющих значительный промышленный интерес. К ним относятся следующие типы месторождений:

1) серебро-кобальт-медные с платиноидами в карбонатно-терригенных формациях типа катанга-замбийских (Африка) и нижнесилезских (Польша);

2) молибдено-никелевые с золотом и платиноидами в углеродистых сланцах типа Сонглинь (Китай);

3) золото-уран-медные с редкими землями типа Олимпик-Дам (Австралия) и комплексные железо-редкоземельные типа Баян-Обо (Китай) в образованиях внутриконтинентальных рифтогенных структур;

4) тонкодисперсного золота в углеродистых терригенно-кремнистых формациях типа Карлин (США).

Серебро-кобальт-медные с платиноидами месторождения типа катанга-замбийских и нижнесилезских. Характеризуются высокой рентабельностью и надежностью, давно известны как тип медистых песчаников и сланцев. Эти месторождения, наряду с медно-порфировыми, являются основными источниками меди. Кроме того, из руд месторождений Катанги и Замбии извлекается до 60—70 % добычи кобальта зарубежных стран, а также значительные количества серебра и других металлов. К настоящему времени эти месторождения всесторонне изучены, в деталях установлены все особенности их строения и обстановок локализации, охарактеризованные кратко выше в гл. IV.1.

Рудопроявления и мелкие месторождения медистых песчаников и сланцев известны на всех континентах. Однако крупные промышленные месторождения открываются нечасто. Но каждое открытие их способно кардинально изменить структуру минерально-сырьевой базы отдельных стран. Примером может служить Польша, которая после открытия и освоения месторождений в Нижней Силезии вошла в число ведущих мировых производителей меди. Во многих регионах России имеются многочисленные проявления медистых песчаников и сланцев как давно известных, частично ранее отрабатывавшихся, так и открытых в последние десятилетия. Но проблема выявления крупных промышленных месторождений этого типа, сопоставимых с замбийскими, катангскими и нижнесилезскими, остается нерешенной. Более того, с распадом СССР единственное разрабатывавшееся промышленное Джезказганское месторождение медистых песчаников оказалось за пределами России.

Региональная прогнозная оценка территории России на месторождения типа катанга-замбийских и нижнесилезских, базирующаяся на факте локализации их в трансгрессивных пестроцветных карбонатно-терригенных комплексах, выполняющих внутриплитные эпикратонные, постколлизионные рифтогенные прогибы, позволяет считать, что имеются достаточно высокие перспективы выявления подобных объектов как на Русской и Сибирской платформах, так и в обрамляющих их складчато-надвиговых поясах. В качестве одного из наиболее перспективных в этом отношении привлекает внимание Игарский рудоносный бассейн.

Игарский рудоносный бассейн располагается в северо-западной части Сибирской плиты. Он охватывает площади развития рифейских и венд-нижнепалеозойских отложений. Контуры бассейна установить пока более или менее достоверно не представляется возможным, так как выполняющие его докембрийские отложения вскрываются в единичных поверхностных выходах и подсечены лишь на ограниченных участках буровыми скважинами.

В современной структуре верхнедокембрийские отложения слагают Игарский блок, входящий в Приенисейскую зону поднятий, разделяющую Западно-Сибирскую плиту и Тунгусскую синеклизу Сибирской плиты [75]. Игарский блок сложен вулканогенно-осадочным комплексом, в составе которого выделяются образования позднерифейского, вендского и раннепалеозойского возраста [109]. Основываясь на данных предыдущих исследователей и на материалах, полученных геологами Игарской партии (В. Ф. Ржевским, О. И. Олешкевичем, Г. К. Шкляриком и другими) в ходе проводившихся в 70—80-е годы поисковых и геолого-съемочных работ, можно считать, что игарский вулканогенно-осадочный комплекс имеет двучленное строение (рис. IV.29).

Нижняя серия мощностью более 3,5 км, условно относимая к верхнему рифею, состоит из следующих формаций (снизу вверх): красноцветной вулканогенно-терригенной (свиты губинская, старомостовская, ржевского, малиносланцевая), карбонатно-алевролито-аргиллитовой флишоидной углеродсодержащей (свиты черноречен ская, лудовская, медвежевская, пряморучейная) и красноцветной алевролито-песчаниковой (излучинская свита).

Верхняя серия мощностью до 1,5 км представлена двумя формациями: пестроцветной конгломерато-алевролито-песчаной (гравийская и лайдашнинская свиты венда) и глинисто-мергельно-карбонатной (сухарихинская венд-нижнекембрийская, краснопорожская, шумнинская, костинская нижнекембрийские свиты).

Анализ строения игарского рудоносного комплекса позволяет отметить, что он обнаруживает заметное сходство с рудоносным комплексом Джезказганского бассейна. Оба комплекса начинаются с красноцветных вулканогенно-терригенных формаций, сменяемых черносланцевыми флишоидными глинисто-карбонатными образованиями, которые в свою очередь постепенно переходят в терригенные красноцветные формации. В то же время верхняя часть игарского комплекса по строению и составу однотипна с рудоносными комплексами нижнесилезского и катанга-замбийского типа, для которых характерно трансгрессивное строение, выражающееся в смене нижних красноцветных терригенных отложений глинисто-карбонатными бассейновыми образованиями.

Игарский бассейн возник и развивался в позднем протерозое как рифтогенный прогиб на коре континентального типа [75]. В пределах бассейна выявлены многочисленные проявления медной минерализации, локализующиеся в породах чернореченской (лудовской), излучинской, гравийской, лайдашнинской и сухарихинской свит.

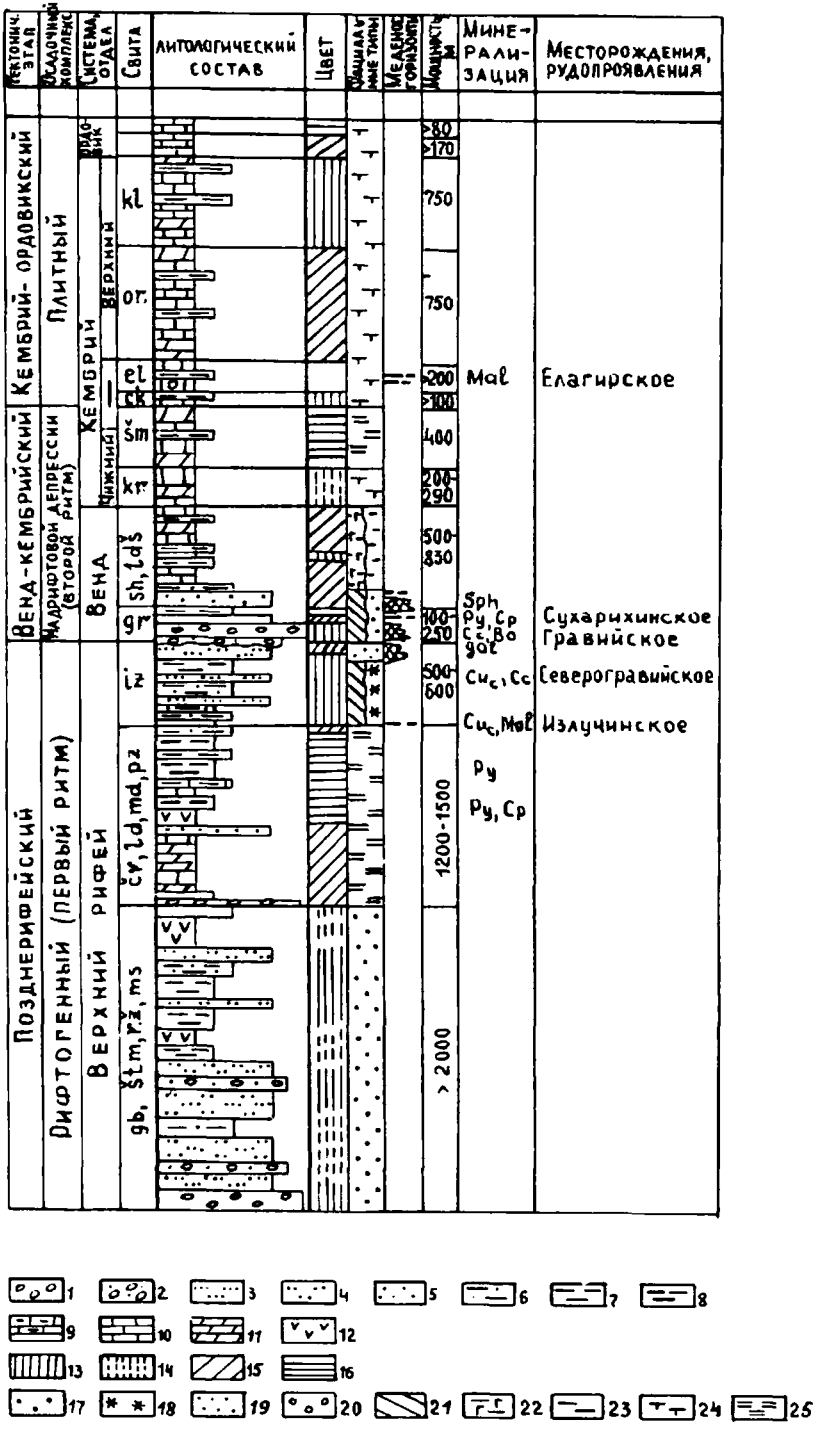
По характеру рудовмещающих формаций медное оруденение может быть отнесено к трем типам: а) в черносланцевых кремнисто-карбонатно-углисто-алевролитовых образованиях; б) в красноцветных глинисто-терригенных отложениях; в) в сероцветных алевролито-мергельно-карбонатных породах.

Медное оруденение в черносланцевых кремнисто-карбонатно-углисто-алевролитовых образованиях встречается в виде убогой минерализации прожилкового и вкрапленного типа пирит-халькопиритового состава в ряде скважин, вскрывших породы чернореченской и лудовской свит. Одной из скважин в северо-западной части Игарской площади в верхах чернореченской свиты вскрыта толща (мощностью около 100 м) переслаивания пачек (по 3—10 м) черных углистых тонкослоистых аргиллитов и алевролитов и светло-серых кремнисто-карбонатных пород. Углистые алевролиты и аргиллиты содержат от первых десятых до 3,43 % органического углерода. Они интенсивно сульфидизированы и насыщены послойными линзочками, просечками и секущими прожилками пирита с примесью халькопирита. Наблюдаются гнезда фрамбоидального пирита. Кремнисто-карбонатные породы также несут прожилки и вкрапленность халькопирита и пирита.

По данным О. И. Олешкевича и В. Ф. Ржевского, в составе толщи выделяются три пласта мощностью 1,2; 1,7; 1,8 м с содержанием меди 0,56; 1,03 и 0,62 % соответственно. Помимо меди в породах, по нашим данным, отмечаются повышенные количества ванадия (до 0,15 %), молибдена (до 0,1 %), кобальта (до 0,01 %), иттрия (до 0,05 %), мышьяка (до 0,01 %). На фоне в целом низких содержаний серебра в отдельных пробах его количество достигает 50 г/т. Следует отметить присутствие в ряде проб олова до 0,4, вольфрама до 0,3, платины до 0,12 г/т.

Геохимические особенности и характер оруденения позволяют говорить о том, что в кремнисто-карбонатно-углисто-алевролитовых образованиях чернореченской свиты и ее аналогов в Игарском районе может быть выявлено практически интересное комплексное платиново-редкометально-медное стратиформное оруденение.

Медное оруденение в красноцветных глинисто-терригенных отложениях отмечается по всему разрезу излучинской и гравийской свит. В излучинской оно приурочено к ее основанию и давно известно [110]. Медная минерализация, кроме того, отмечена в переходной пачке пестроцветных



1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12
13 14 15 16
17 18 19 20 21 22 23 24 25

мергелей, алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород от темноцветной чернореченской свиты к красноцветной излучинской свите. В пласте мощностью 0,5—1,0 м известковистых зеленых алевролитов и мергелей отмечается редкая вкрапленность пирита и халькопирита, в поверхностных выходах — примазки малахита, пленки, дендриты, тонкие пластинки, иногда вкрапленность самородной меди. Содержания меди редко достигают 1 %.

В верхней части излучинской свиты на одном из участков подсечен минерализованный интервал мощностью 190 м на глубинах 300—490 м. Медная минерализация представлена вкрапленностью самородной меди в косослоистых серых, красновато-серых полимиктовых песчаниках. Выделяются пять рудных интервалов мощностью от 0,8 до 2,4 м со средними содержаниями меди от 0,4 до 2,46 %. Оруденение пока не оконтурено по площади.

В породах гравийской свиты медная минерализация встречается спорадически по всему разрезу, в различных сероцветных породах, образующих локальные линзы. Представлено оно вкрапленностью борнита, халькозина, реже пирита и халькопирита. Особый интерес, по нашему мнению, представляют линзы сероцветных грубообломочных пород — конгломератов и гравелитов, которые могут нести промышленное эпигенетическое медное оруденение. Подобная линза выделяется непосредственно к востоку, юго-востоку от хорошо изученного Гравийского месторождения. По единичным подсечениям в карбонатизированных конгломератах этой линзы отмечается борнит-халькозиновая и галенитовая минерализация.

Медное оруденение в сероцветных алевролито-мергельно-карбонатных породах сосредоточено в низах сухарихинской свиты. На фоне широкого площадного развития карбонатно-глинистых пород в основании свиты с низкими содержаниями меди на отдельных участках, осложненных разломами, выявлены практически интересные рудные скопления (месторождения Гравийское и Сухарихинское). На Гравийском месторождении медная минерализация сосредоточена в милонитизированных карбонато-глинистых сланцах, образуя просечки, прожилки и вкрапленность халькозина, местами с борнитом и малахитом. В рудах постоянно содержится серебро (10—60 г/т), отмечается присутствие платины до 0,44—0,57, золота до 0,16 г/т. На Сухарихинском месторождении медное оруденение ло-

---

Рис. IV.29. Формационный состав и рудоносность рифейско-нижнепалеозойского комплекса Игарского бассейна. Составлено В. П. Феоктистовым.

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3—5* — песчаники: *3* — полимиктовые, *4* — олигомиктовые, *5* — мономиктовые; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — углеродистые аргиллиты; *9* — мергели; *10* — известняки; *11* — доломиты; *12* — основные вулканиты; *13—16* — окраска пород: *13* — красная, *14* — серо-красная, *15* — серая, зеленовато-серая, *16* — темно-серая; *17—25* — фациальные типы отложений: *17* — озерно-аллювиальной равнины, *18* — пойменно-озерные, *19* — мелководного внутриконтинентального бассейна, *20* — наземных и подводных конусов выноса, *21* — переходные от пойменно-озерных к заливно-лагунным, *22* — эвапоритового бассейна, *23* — лагунно-заливные, *24* — шельфовые, *25* — умеренно глубоководные внутриконтинентального трога. *Свиты: gb* — губинская, *stm* — старомостовская, *rž* — ржевского, *ms* — малиносланцевая, *čr* — чернореченская, *ld* — лудовская, *pz* — пряморучейная, *md* — медвежевская, *iz* — излучинская, *gr* — гравийская, *sh* — сухарихинская, *ldš* — лайдашинская, *kz* — краснопорожская, *šm* — шумнинская, *ik* — икэнская, *el* — елагирская, *or* — оракгинская, *kl* — кулюмбинская. *Минерализация:* Cc — халькозин; Bo — борнит; Cp — халькопирит; Py — пирит, Cu_c — медь самородная; Mal — малахит; Gal — галенит; Sph — сфалерит.

кализуется в зоне дробления карбонатных пород и сопровождается клейофаном и галенитом.

Таким образом, в Игарском бассейне сформирован контрастный по составу позднедокембрийский—раннепалеозойский вулканогенно-карбонатно-терригенный комплекс, несущий черты сходства, с одной стороны, с джезказганским рудоносным комплексом (излучинская и гравийская свиты), с другой — с рудоносными комплексами Катанга-Замбийского пояса и Нижней Силезии (сухарихинская свита). Выявленная в Игарском бассейне минерализация по набору рудных элементов также обнаруживает сходство с месторождениями Польши и Центральной Африки. Все это дает основание считать, что в пределах Игарского бассейна могут быть выявлены новые проявления серебро-медного, возможно с кобальтом и платиной, оруденения.

На территории России помимо Игарского могут быть выделены потенциально перспективные на этот тип месторождений и другие бассейны. Это относится и к Приуральскому пермскому, и к северо-восточной части Южно-Пермского цехштейнового (Калининградская область), и к девонским Тиманскому и Минусинскому, и к некоторым другим бассейнам. Конкретизация их перспективности возможна только в результате проведения прогнозно-металлогенического анализа на основе «бассейновой» геологии.

Молибдено-никелевые с золотом и платиноидами месторождения типа Сонглинь (Китай). Известные как промышленные объекты только в Южном Китае, эти месторождения выделяются чрезвычайно высокими концентрациями молибдена и никеля в маломощных высокоуглеродистых осадочных слоях. В настоящее время на месторождении Сонглинь лишь молибден является объектом промышленной добычи (около 1000 т руды в год, содержащей 2—4 % Mo), извлечение никеля (2—4 %) и сопутствующих золота и платины лишь предполагается в будущем при условии разработки более совершенных технологий [423].

Проблема промышленной рудоносности металлоносных черных сланцев существует не одно десятилетие, а в последние годы интерес к ней резко возрос в связи с поисками новых типов месторождений металлов платиновой группы (МПГ). При разработке международного проекта «Металлоносные черные сланцы и связанные с ними месторождения» (1987 г.) было определено несколько специализированных направлений, обусловленных разнообразием металлов и их групп, концентрирующихся в черных сланцах: 1) Au и Ag; 2) элементы платиновой группы и Cr; 3) U, Mo; 4) Pb, Zn, Cu, барит; 5) Cu; 6) Sn, W, Hg, Sb; 7) Mn, Fe [473]. В значительной степени этот диапазон направлений связан с известной изначально различной геохимической специализацией бассейнов черносланцевой седиментации и их частей, хотя нередки совместные находки металлов, включенных выше в разные группы, например уран, молибден, ванадий и МПГ.

Повышенные на 1—2 порядка в сравнении с кларком концентрации этих металлов установлены в битуминозных морских сланцах, распространенных на обширных площадях в разных регионах мира, но южнокитайские объекты до сих пор представляются исключительными. Условия их локализации, а также проблема прогноза и поисков в других регионах мира, как показывают публикации последних лет [14, 473, 474], еще очень далеки от понимания и решения. В попытке объяснить причины возникновения «ураганных» содержаний молибдена и сопутствующих металлов на месторождении Сонглинь рассматривались самые разные ис-

точники металлов и механизмы их концентрации [426]: мантийный источник с разгрузкой на морском дне в период седиментации; «внеземной» метеоритный источник в период седиментации; эпигенетическое обогащение сульфидных горизонтов за счет отжимавшихся при мезозойской коллизии гидротермальных растворов, в том числе за счет ультраосновных пород; выщелачивание металлов при современном карстовании (широко распространенном в провинциях Южного Китая) с переотложением в благоприятных горизонтах. Возможна генетическая общность рассматриваемых месторождений с протерозойскими месторождениями «типа несогласий». Однако структурно-текстурные особенности руд и характер их взаимоотношений с вмещающими сланцами накладывают временные ограничения на разнообразие этих генетических представлений: формирование руд месторождения Сонглинь завершилось с полной литификацией осадка, т. е. не позже позднего диагенеза.

Черносланцевый венд-раннекембрийский бассейн Южного Китая занимает огромную площадь — около 700 тыс. км^2 — и включает разные обстановки застойной седиментации: от мелководных прибрежных и внутреннего шельфа до глубоководных континентального склона и подножия тектонически разнородной пассивной окраины. Скопления фосфоритов и повышенные концентрации металлов свойственны разным зонам бассейна, но цепочка локальных сильно обогащенных металлами впадин приурочена к внутреннему шельфу и проецируется над предполагаемым глубинным расколом фундамента, субпараллельным континентальной окраине. В качестве возможных аналогов Южно-Китайского бассейна выдвигаются известные в пределах Мидконтинента США девон-каменноугольные черносланцевые бассейны штатов Индиана, Оклахома, Кентукки и др. [426]. Повышенные концентрации (сотые-десятые доли процента) ванадия, молибдена, никеля, хрома установлены в разных участках и на разных уровнях разреза этих бассейнов, но возможность обнаружения здесь промышленных концентраций, аналогичных южнокитайским сульфидным залежам, только предполагается.

Столь же малоопределенны перспективы черносланцевых бассейнов России на промышленные месторождения типа Сонглинь. Наиболее близким аналогом Южно-Китайского бассейна, рассмотренного выше, можно считать одновозрастный с ним и примерно равный по площади раннекембрийский битуминозно-сланцевый бассейн на востоке Сибирской платформы. Выполняющая этот бассейн куонамская битуминозно-карбонатно-глинистая формация в течение многих лет была объектом литолого-геохимических исследований [17, 391 и др.]. Область черносланцевой седиментации резко ограничена с юго-запада и северо-запада зонами барьерных рифов по окраине внутреннего шельфа. В пределах последнего, в отличие от Южно-Китайского бассейна, черносланцевые осадки совершенно отсутствуют. Повышенные концентрации золота (до 50 мг/т), а также никеля, меди, цинка, серебра, кадмия, превышающие кларк в 5—20 раз, зафиксированы в наиболее удаленных от рифовых барьеров и сильнобитуминозных (5—10 % $C_{орг}$) глинистых и кремнистых осадках глубоководной центральной фациальной зоны. Здесь же присутствуют маломощные горизонты желваковых фосфоритов. Едва ли эти геохимические аномалии могут служить ключом или указанием на возможность нахождения объектов типа Сонглинь. Аномалии такого рода свойственны глубоководным черносланцевым осадкам континентального склона и подножия бассейна Цзяннань в Южном Китае, где нет промышленных концентраций металлов. Вероятность же

нахождения локальных застойных впадин в зонах относительного мелководья (внутреннего шельфа, поднятий на внешнем шельфе), где возможна разгрузка высокометаллоносных растворов по глубинным расколам фундамента с образованием конденсированных сильно сульфидизированных потенциально рудных пластов, пока остается проблематичной как для раннекембрийского бассейна Восточной Сибири, так и для других черносланцевых бассейнов России.

Охарактеризованные два типа стратиформного оруденения достаточно уверенно рассматриваются как характерные элементы строения соответствующих осадочных бассейнов. Связи же с вмещающими осадочными бассейнами месторождений, описываемых ниже, менее очевидны, а отнесение их к стратиформной группе дискуссионно. Поэтому в данную главу они включены в порядке постановки вопроса о возможности их изучения и прогнозирования с позиций «бассейновой геологии».

Комплексные золото-уран-медные типа Олимпик-Дам и железо-редкоземельные месторождения типа Баян-Обо. Открытие в конце 70-х — начале 80-х годов уникального месторождения медных руд с золотом и ураном Олимпик-Дам в Южной Австралии явилось одним из наиболее существенных событий в рудной геологии второй половины XX в. С экономической точки зрения оно может быть сопоставлено с открытием и освоением месторождений тонкодисперсного золота (типа Карлин, Мурунтау, Сухого Лога). С точки зрения металлогенической теории открытие Олимпик-Дам, вероятно, имеет еще большую значимость, поскольку так или иначе затрагивает ряд ключевых и малоразработанных проблем эволюции рудных месторождений, источников рудного вещества, соотношения стратиформного и секущего типов оруденений, минеральных и геохимических парагенезисов руд и пр.

После получения данных детальной разведки месторождение Олимпик-Дам было обособлено в самостоятельный тип рудных объектов, по условиям локализации сходных с крупными железорудными залежами Кируна, уникальными стратиформными ниобиево-редкоземельно-магнетитовыми рудами Баян-Обо (Китай) и многочисленными более мелкими трубо- и пластообразными гематитовыми и магнетитовыми телами (с сопутствующей медной, урановой, редкоземельной минерализацией) в среднепротерозойских вулканических и осадочных толщах Канады, Австралии, США (рис. IV.30) [447, 449]. В нынешней мировой экономической ситуации интерес к данному типу месторождений определяется не самими железооксидными скоплениями, а сопутствующей им в промышленных, иногда очень крупных, масштабах минерализацией: медной, урановой (Олимпик-Дам), редкоземельной (Баян-Обо). В этой связи Геологической службой США в феврале 1988 г. в Денвере (штат Колорадо) была созвана специальная международная конференция, посвященная месторождениям типа Олимпик-Дам [512]. На конференции была представлена и обсуждена широкая программа поисков аналогичных месторождений в пределах Мидконтинента США.

Для месторождений данного типа особо подчеркивается его отличие от слоистых железистых формаций (железистых кварцитов) архея—раннего протерозоя, с одной стороны, и от высокотитанистых магнетит-апатитовых залежей, связанных с основными изверженными породами, — с другой. Предполагается, что месторождения типа Олимпик-Дам занимают особое место в эволюционном ряду железорудных формаций, поскольку связаны со своеобразной эпохой развития Земли [447].

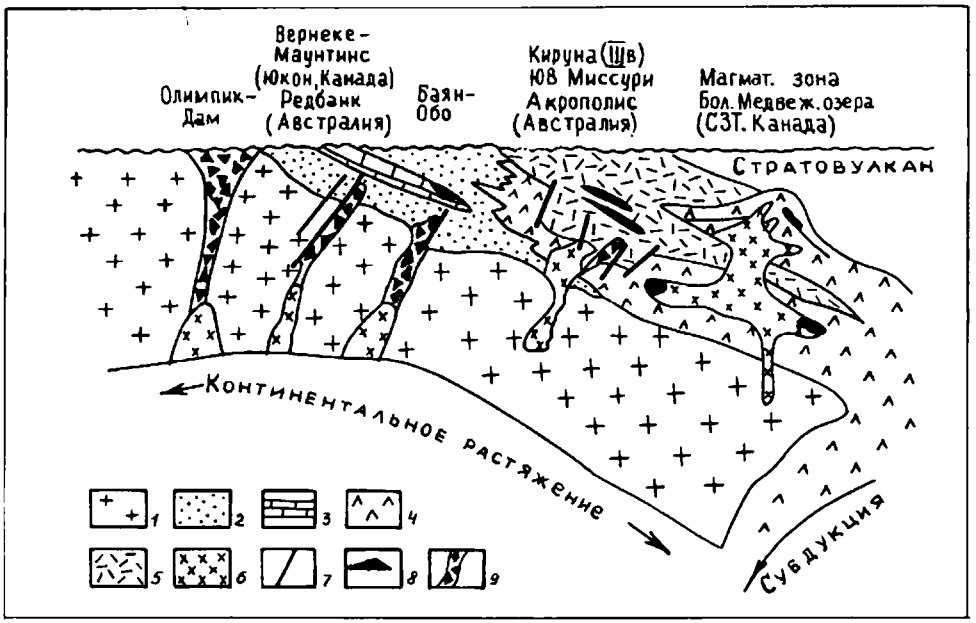


Рис. IV.30. Схематическое отображение тектонической позиции и обстановок формирования среднепротерозойских железооксидных (с медью, ураном, редкими землями, золотом) месторождений [449].

1 — гранитный (гранитизированный) фундамент; *2* — терригенные осадки; *3* — карбонатные породы; *4* — вулканиты среднего состава; *5* — кислые вулканиты; *6* — интрузии среднего состава; *7* — разломы; *8—9* — морфологические типы железооксидного (с медью, редкими землями, ураном, золотом) оруденения: *8* — пластовое (линзовидное), типа стратабаунд, *9* — в брекчиях, трубообразное.

Возникновение единого суперконтинента — Пангеи-I — в конце раннего протерозоя завершало крупнейший мегаэтап в истории Земли (протогея Г. Штилле) и составляло, по мнению современных исследователей, главное содержание этой уникальной переходной эпохи. Она соответствует среднему протерозою, т. е. интервалу геологического времени между 1,9 и 1,6 млрд лет. Именно к этой эпохе относится становление известных на разных континентах вулкано-плутонических поясов и полей, в которых преобладают мощные толщи кислых вулканитов и крупные массивы гранитов рапакиви. Одни исследователи склонны рассматривать их как коллизионные по активным окраинам Пангеи-I на границах с Панталассой [378]; другие считают эти кислые и бимодальные вулкано-плутонические комплексы анорогенными образованиями, обусловленными особым характером подплитной мантийной конвекции [447].

Незрелые, неразвившиеся континентальные рифты были свойственны этой переходной эпохе, последовавшей за глобальной стабилизацией коры в конце раннего протерозоя. Развитие же литосферы в соответствии с циклом Уилсона, вероятно, началось лишь с неогея Штилле, т. е. с позднего протерозоя современной шкалы или с распада Пангеи-I [418, 447]. Весьма вероятно, и в этом сходятся многие исследователи, что железооксидные (с ураном, медью, редкими землями) месторождения обсуждаемого типа свойственны именно этой переходной тектонической эпохе,

распространяясь и в наследующий ее ранний рифей, причем особый стиль мантийно-корового взаимодействия обусловил своеобразие как магматических, так и рудоносных гидротермальных систем.

Обращает на себя внимание и тот факт, что эпикратонные осадочные бассейны этого возраста заключают урановые месторождения типа несогласия. Огромные размеры месторождений и своеобразное сочетание металлов в рудах определяют большой диапазон предполагаемых источников гидротермальных растворов и путей их движения и разгрузки в предлагаемых генетических концепциях. В качестве источника металлов и тепла чаще предполагаются щелочные или карбонатитовые магмы очагов верхней мантии в областях крупных мантийных плюмов, связанных с растяжением коры в зонах начального рифтинга [449, 512].

Не исключается дополнительное поступление железа за счет раннепротерозойских железистых кварцитов, проявления которых часто пространственно сближены с месторождениями типа Олимпик-Дам. Изотопные характеристики кислорода (Олимпик-Дам) указывают на вероятное участие метеорных вод совместно с магматогенными флюидами в составе железооксидных гидротермальных растворов. Ассоциации преобладающих гематита и (или) магнетита в рудах с подчиненными сульфидами железа и меди указывают на низкие концентрации серы в растворах, отличавшие ответственные за эти месторождения гидротермальные системы. Типы гидротермальных изменений и отдельные палеотемпературные измерения дают термальный диапазон в пределах 400—100 °С для рудоотложения, происходившего на глубинах 2—3 км от палеоповерхности и менее [449]. Рудоотложение в подповерхностных или поверхностных (континентальных, мелководно-морских) обстановках создало широкий диапазон морфологии рудных тел — секущих дайко- и трубообразных и субсогласных пласто- и линзообразных.

Сходного типа железорудные тела (пласто- и трубообразной формы) известны и в фанерозойских комплексах, связанных с рифтингом или задуговым растяжением [449]. Однако они значительно меньшего масштаба, не содержат комплексной сопутствующей минерализации, и на современной стадии изученности перспективы обнаружения новых месторождений типа Олимпик-Дам связываются только со среднепротерозойскими комплексами.

Стратегия поиска месторождений этого типа только разрабатывается и включает анализ геологических, геофизических, петрохимических и геохимических данных, цель которого отыскать обстановки, наиболее близкие тем, в которых располагаются Олимпик-Дам и соседние месторождения на шельфе Стюарт в Южной Австралии [512, с. 71—74]. Район гор Сент-Френсис — выступ докембрийского фундамента в штате Миссури на юге Мидконтинента США — рассматривается как близкий аналог фундамента шельфа Стюарт. Здесь известно несколько крупных дайко- и трубообразных железооксидных залежей, локализованных в щелочных бимодальных лавах, а также в сопутствующих им туфах и континентальных осадках. В некоторых залежах гематит и магнетит сопровождаются иной минерализацией — сульфидами меди (Босс-Биксби), апатитом, монацитом, флюоритом (Пи-Ридж). Переопробование и переоценка этих давно известных, но недостаточно изученных железорудных тел, как полагают, может привести к обнаружению объектов типа Олимпик-Дам.

Направление, принятое геологами США, может быть использовано для предварительной оценки по имеющимся данным на рассматриваемый тип месторождений сравнительно немногочисленных выходов среднего протерозоя на территории России. Тафрогенные осадочно-вулканогенные образования этого возраста известны в тектонических депрессиях в основании чехлов древних платформ и обрамляющих их складчатых поясах. Это, в частности, — протяженный пояс акитканской серии Прибайкалья и ее аналогов [305], а также вулкано-плутонический пояс Улканского прогиба в юго-восточной части Сибирской платформы. Выявленные в 80-е годы в измененных кислых вулканитах Улканского прогиба проявления урана, тория и тантала, сопровождаемые гематитизацией, флюорит- и сидеритсодержащими жилами [145], могут служить благоприятными признаками возможной локализации месторождений типа Олимпик-Дам—Баян-Обо на более высоких стратиграфических уровнях осадочно-вулканогенной толщи или в основании перекрывающей учурской серии нижнего рифея.

Особого внимания заслуживают погребенные рифтогенные бассейны, достаточно широко развитые на Русской и Сибирской платформах и пока еще довольно слабо изученные. В качестве одного из подобных бассейнов может рассматриваться упоминавшийся выше Угуйский, вскрывающийся из-под плитного чехла в южной части Сибирской платформы [359]. В восточном борту бассейна выявлено медное оруденение, тяготеющее к воронкообразным телам гематитизированных кремнисто-карбонатных брекчий среди довендских карбонатно-терригенных отложений угуйского комплекса (рис. IV.31). Наряду с медным оруденением в породах комплекса наблюдается интенсивная волконскоитовая минерализация. В нижней части угуйского комплекса имеются горизонты пестрых, сургучно-красных тонкополосчатых яшмоидных пород, местами с гематитовыми слойками, и туфогенных алевролитов. Отмеченные особенности указывают на проявление вулканической деятельности в период формирования Угуйского бассейна, что наряду с его структурной позицией и предсреднерифейским возрастом дает определенные основания для сопоставления с рифтогенными структурами, вмещающими месторождения типа Олимпик-Дам. Кроме того, наличие мощной четко выраженной коры выветривания на карельских гранит-зеленокаменных образованиях позволяет предполагать о возможности выявления в основании Угуйского бассейна месторождений типа несогласия.

Месторождения типа Карлин. В настоящее время служат основным источником золота в США. Объекты такого типа установлены и рассматриваются как перспективные в Китае, Южной Америке, Австралии.

В США месторождения такого типа начали выявляться в 60-е годы в штате Невада в ходе геохимических поисков и поискового бурения, вначале проводившихся с целью переоценки сурьмяного оруденения. Проблема месторождений золота типа Карлин, на ранних этапах изучения представлявшаяся как проблема дисперсного золота в джаспероидизированных карбонатах [381], с открытием в Неваде новых более крупных и глубже залегающих объектов, видоизменилась в проблему пиритного золота в осадочных турбидитных углеродсодержащих комплексах с переменным количеством карбонатной составляющей [416, 452, 513, 515].

Вопросы происхождения месторождений типа Карлин со временем не становятся менее дискуссионными. Однако накопленные данные по

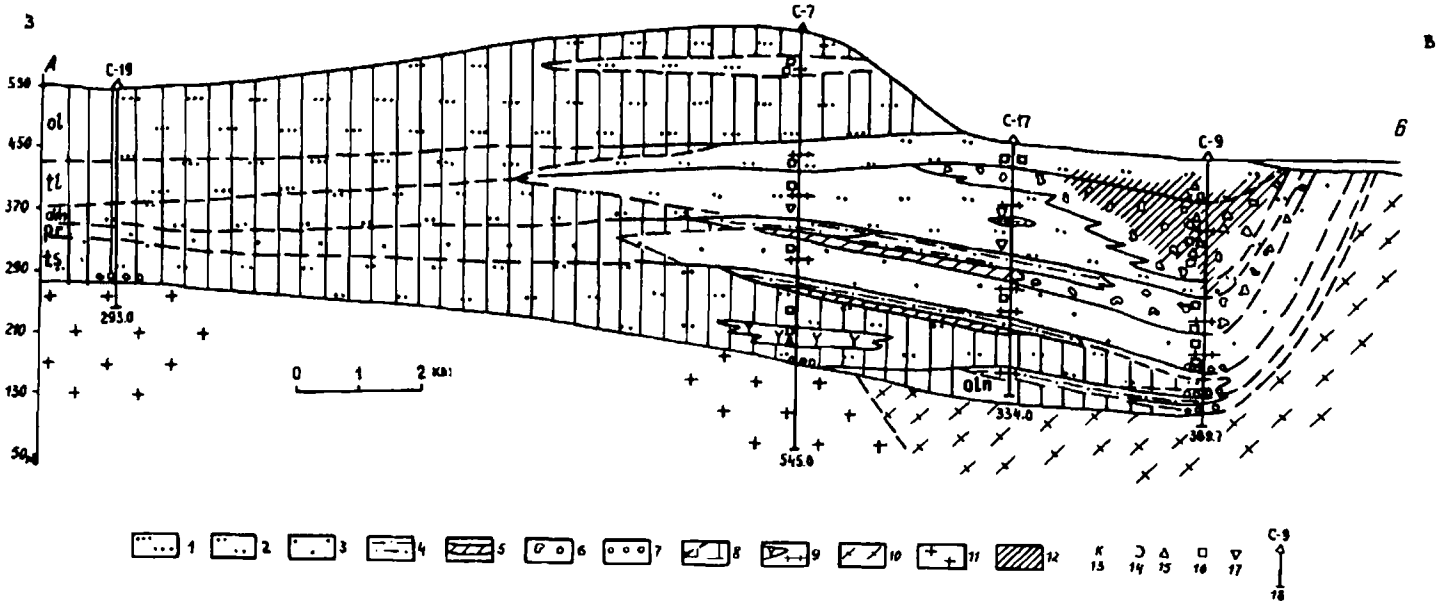


Рис. IV.31. Геологический разрез восточного борта Угуйского грабена. Составлен В. П. Феоктистовым.

1—7 — породы нижнепротерозойского (?) угуйского комплекса: *1* — полимиктовые песчаники прибрежно-аллювиальной равнины, *2* — олигомиктовые песчаники прибрежного мелководья и аллювиально-дельтовые, *3* — мономиктовые песчаники прибрежного мелководья эпиконтинентального бассейна, *4* — алевролиты зон спокойной седиментации эпиконтинентального бассейна, *5* — доломиты зоны бассейнового карбонатоосаждения; *6* — железисто-кремнисто-карбонатные брекчии, *7* — конгломераты, гравелиты прибрежно-морские; *8* — красноцветные породы; *9* — мезозойские силлы и дайки щелочных пород; *10—11* — архейский фундамент: *10* — гнейсы, *11* — граниты; *12* — зона медной минерализации; *13* — ковеллин; *14* — борнит; *15* — халькопирит; *16* — пирит; *17* — волконскоит; *18* — буровые скважины. *Свиты: oln* — олонгитская; *ts* — туостайская; *pr* — правдинская; *am* — амнунинская; *tl* — телиэрская; *ol* — олоноконская.

особенностям их локализации дают возможность сформулировать основные разномасштабные рудоконтролирующие факторы и признаки.

I. Литолого-формационные

1. Наличие терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенно-карбонатных (со слабым или умеренным синхронным основным вулканизмом) турбидитных комплексов окраинношельфового или континентальносклонового типов, формировавшихся над краевой частью древней континентальной коры.

2. Присутствие в составе этих комплексов потенциально рудовмещающих (рудоносных) формаций: темноцветных тонкослоистых и ритмичнослоистых тонкотерригенных карбонатных, вулканогенно-известково-тонкотерригенных, карбонатно-тонкотерригенных (типа дистальных турбидитов), формировавшихся в относительно глубоководных и умеренно глубоководных восстановительных обстановках пассивной континентальной окраины или глубоководного основания бассейна форланда.

3. Наличие в составе потенциально рудовмещающих формаций благоприятных литологических интервалов (ловушек) — тонкослойчатых углеродистых пиритоносных пород смешанного глинисто-алеврито-известково-доломитового состава — предполагаемых осадков локальных иловых впадин, возможно, первично золотоносных.

II. Структурные

1. Складчато-надвиговый пояс на окраине древней континентальной плиты, состоящий из пластин и блоков пассивноокраинных и последующих коллизионных комплексов (террейнов), на которые наложены процессы мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации (рассеянного рифтогенеза).

2. Связь месторождений с доколлизионными пликативными и дизъюнктивными структурами, выражающимися в виде зон скрытых поперечных или кососекущих разломов длительного развития, фиксируемых по изменению морфологии складчатых и разрывных дислокаций, мощностей и фаций отложений разного возраста, характера геофизических полей.

3. Развитие складчатых дислокаций умеренной интенсивности (преимущественно брахиформных, прерывистых, переходного типа), реже полных и запрокинутых складок. Внутри этого общего структурного фона более благоприятны участки, приуроченные к погружениям и воздыманиям шарниров складок, их замыканиям.

4. Возникновение постскладчатых разрывных нарушений сбросового и сдвигового характера. Более благоприятны зоны сгущения этих разрывов, их сочетания с пологими и послойными зонами нарушений, хотя рудоконтролирующая роль конкретных разломов редко бывает выражена.

5. Развитие в пределах потенциально рудоносных уровней зон интенсивного брекчирования, трещиноватости, иногда залеченных кальцитовыми прожилками, кварцевым штокверком.

III. Магматические

1. Проявление в пределах провинции нескольких эпох магматической (интрузивной и вулканической) деятельности — доаккреционной и постаккреционной.

2. Проявление в рудовмещающем комплексе отдаленной или ослабленной вулканической деятельности основного, щелочно-основного ряда.

Интенсивность вулканизма, синхронного или близкого по времени к накоплению потенциально рудоносных образований, видимо, может колебаться в широких пределах.

3. Наличие в пределах потенциальных рудных районов дайковых полей и отдельных штоков габбро-гранитных, лампрофировых и более сложных смешанных интрузивных серий.

IV. Околорудные изменения

1. Наличие зон региональных палеотемпературных аномалий и региональных проявлений гидротермально-метасоматических изменений (джаспероидизация, пропилитизация).

2. Присутствие локальных зон сопряженных низкотемпературных гидротермальных изменений: объемной силицификации, аргиллизации, железистой доломитизации, пиритизации, ремобилизации и термального преобразования органического вещества (ОВ).

V. Металлогенические и геохимические

1. Общая золотоносность территории и наличие в ее пределах месторождений и (или) проявлений золота разного возраста и разных формационных типов (полигенная и полихронная золотоносность).

2. Наличие месторождений и проявлений специфической мышьяк-сурьмяно-ртутной ассоциации.

3. Присутствие геохимических аномалий золота, мышьяка, ртути, сурьмы, таллия.

Выдвигавшиеся американскими геологами критерии глубины рудообразования и сохранности близповерхностных месторождений [515], основанные исключительно на концепции «третичных термальных источников», в свете последних открытий крупных рудных залежей типа Карлин в сильноэродированных (Реббит-Крик) или глубоко погруженных (Дип-Пост) обстановках, представляются сомнительными. Остается неясной значимость магматических факторов, широко и разнообразно проявленных в пределах Большого Бассейна, но совершенно отсутствующих, например, в районах месторождений Китая, правда, значительно меньших по масштабам.

В качестве существенного фактора важно учитывать известный возрастной диапазон золотосодержащих толщ для месторождений этого типа — палеозой и ранний мезозой. Характер и причины резко различной золотоносности терригенных и карбонатно-терригенных комплексов разного возраста в глобальном масштабе рассматривались в литературе в разных аспектах.

Так, С. Тайтли [514] рассматривает фанерозойские «черносланцевые» комплексы как осадки пассивных континентальных окраин в эпохи «восстановительного океана». Наиболее четкие проявления этих эпох в раннем палеозое и раннем мезозое, по мнению названного исследователя, коррелируют с возрастом наиболее продуктивных золотовмещающих (золотоносных) комплексов в системах аккреционных окраинно-кратонных террейнов в разных районах мира, в том числе и на западе США. Р. Хатчинсон [452] с металлогенических позиций рассматривает объекты типа Карлин как одну из разновидностей общего класса месторождений золота, связанного с глубоководными морскими граувакково-турбидитовыми осадочными толщами. Широко распространенные в мире, эти толщи охватывают возрастной диапазон от позднего протерозоя до раннего мезозоя и в эволюционном ряду наиболее продуктивной золотоносности сменили позднеархейские зелено-

каменные пояса с их многочисленными и богатыми золоторудными месторождениями. В позднем мезозое—кайнозое ведущими типами становятся месторождения золота континентальных вулканических поясов.

Таким образом, можно рассматривать проблему месторождений золота типа Карлин как составную часть проблемы золота в турбидитах [516] или золота в углеродистых карбонатно-терригенных комплексах палеозоя — раннего мезозоя [77].

История открытия и освоения месторождений типа Карлин в Неваде выявила очень важную в практическом отношении особенность золотоносных «черносланцевых» (турбидитных) комплексов фанерозоя: основной потенциал их промышленного, рентабельного для извлечения коренного золота заключен не в традиционных золото-кварцевых жильных, обычно мелких и разрозненных, объектах, а в крупнообъемных, большой мощности, преимущественно стратиформных зонах сульфидного упорного золота. Переориентировка на их поиски требует принципиально иной организации поисково-разведочного процесса, высокого уровня технологической готовности лабораторных служб и серьезных капиталовложений, доступных крупным золотодобывающим компаниям (предприятиям) или надежно финансируемым государственным (региональным) программам. Опыт золотодобывающих компаний Невады в последние 30 лет показывает, что реализация таких относительно дорогостоящих программ в конечном счете оказывается высокорентабельной. Проблема открытия на территории России крупнообъемных месторождений тонкодисперсного упорного золота, в том числе типа Карлин, весьма актуальна.

С позиций направлений рудноформационного анализа, развиваемого в последние годы А. А. Сидоровым и И. Н. Томсоном [313, 314], эта задача сводится к выявлению зон (площадей) проявления базовой золото-сульфидной формации вкрапленных руд, индикатором чего, по их мнению, могут служить проявления относительно более молодого золото-сульфидно-кварцевого и сурьмяно-ртутного оруденения. С позиций анализа РОБ — это задача определения положения потенциальных рудных бассейнов (суббассейнов) в пределах обширных золотоносных палеобассейнов или поясов их фрагментов [363]. Решение этих относительно самостоятельных задач возможно на основе обобщения и переинтерпретации накопленных к настоящему времени в каждом регионе поисково-разведочных и геохимических данных, с одной стороны, и литолого-стратиграфических и структурных — с другой. Представляется, что такие работы могут быть выполнены в рамках ведущейся федеральной программы ГДП-200 с минимальным объемом необходимых сопутствующих специализированных исследований.

В числе регионов, где могут быть выявлены новые крупные месторождения вкрапленных золото-сульфидных руд, следует в первую очередь назвать складчатые золотоносные области «черносланцевой» седиментации рифея — раннего мезозоя, в том числе крупнейшую на Северо-Востоке России Яно-Колымскую золотоносную провинцию, а также площади Западной Чукотки, Амуро-Охотской складчатой системы, западного склона Урала (Башкирское поднятие, Полярный Урал), Патомского нагорья, Енисейского кряжа и др. Во всех этих регионах установлены многочисленные признаки седиментогенного золотонакопления. Известны стратиформные спорного генезиса золото-сульфидные залежи [14, 161]. Однако в геологической практике этих регионов золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жильные секущие залежи до сих пор являются основным объектом поисков и прогноза, критерии которых (структурные, литологические,

магматические) отыскиваются в аккреционной и постаккреционной истории золотовмещающих комплексов. Анализ этих территорий литогеодинамическими методами позволяет рассматривать проблемы золотоносности и подобных структур под другим углом зрения.

В качестве примера можно сослаться на предварительный анализ одной из богатейшей в Яно-Колымском поясе Адыча-Тарынской золоторудной зоны [294]. По модели, разработанной В. И. Бергером, эта продольная раздвиговая зона на деструктированной пассивной окраине Сибирского континента проявляла себя в норийское время как глубоководный трог с интенсивным накоплением дистальных алевроглинистых турбидитов в осевой части, обрамленной фациальными поясами проксимальных турбидитов и флуксотурбидитов по бортам впадины. Глинистые сланцы осевой части трога обнаруживают первичную обогащенность (на порядок относительно регионального фона) золотом и сурьмой. Палеоподнятия разделяют трог на серию суббассейнов, а система поперечных «скрытых» палеоразломов образовывала подводные каньоны, по которым происходила эпизодическая разгрузка лавинных потоков. Золото-сурьмяные месторождения с высокими концентрациями металлов (Сарылах, Сентачан, Марковское, Малтан и др.) приурочены к локальным суббассейнам по оси трога в участках пересечения их синседиментационными продольными расколами. Литогеодинамическая картина норийского века с распределенными в ней металлоносными осадками и, возможно, месторождениями в значительной мере наследовалась в коллизионном и постколлизионном (поздняя юра—мел) распределении зон складчатости, зонального метаморфизма, гранитных интрузий и проявлений секущего редкометально-золото-сурьмяного оруденения преимущественно в кварцевых жилах.

В последние годы были проведены многочисленные исследования «фоновой» золотоносности углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных («черносланцевых») комплексов разного возраста и разных регионов мира. Обобщая опубликованные к настоящему времени аналитические данные, А. Ф. Коробейников [167] приходит к обоснованному выводу об отсутствии различий в фоновой золотоносности на уровне золоторудных поясов и зон. В то же время выделяются резко повышенной золотоносностью (сотни—тысячи миллиграммов на тонну) сульфидоносные (пиритоносные) углеродистые терригенные породы золоторудных полей и месторождений. По всем признакам эти золотоносные осадочные образования представляют собой отложения глубоководных локальных (площадью не более первых квадратных километров) впадин, связанных с конседиментационными разломами с активным эндогенным режимом в условиях высокой биопродуктивности (Ч. Х. Арифулов и др., 1994). Это — основные узлы (участки) формирования базовых (по А. А. Сидорову) золото-сульфидных формаций, к числу которых должны быть отнесены и месторождения тонкодисперсного золота типа Карлин. Выявление таких узлов (потенциальных рудных полей) может быть осуществлено лишь путем локального литогеодинамического и литолого-фациального анализа в сочетании с геохимическими и палеотермальными исследованиями.

В заключение можно отметить, что изучение металлогении осадочных бассейнов с использованием геодинамического анализа для особенностей формирования и развития этих структур открывает широкие возможности для новых теоретических обобщений и решения важных прикладных вопросов, в первую очередь связанных с выбором оптимальных направлений прогнозных и поисковых работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эта книга должна увидеть свет перед рождением нового столетия. И это налагает на ее авторов определенные обязательства. Во-первых, необходимо подвести определенный итог тем проблемам и вопросам, которые затрагиваются в монографии; во-вторых, показать значение рассматриваемой проблемы в целом; в-третьих, отразить современный уровень обсуждаемых вопросов в совокупности; в-четвертых, определить пути развития и задачи новых исследований по литогеодинамике и минерагении осадочных бассейнов. Если авторам в какой-то мере удалось решить поставленные вопросы, то они в представленном труде добились главного: на рубеже двух столетий, используя крупные достижения наук о Земле, показали перспективы развития одного из принципиально новых направлений комплексных геологических исследований, которое, по их мнению, будет определять прогресс геологии в начале нового века.

Авторы широко использовали концепцию тектоники плит, полагая, что именно ее положения в наибольшей степени близки к объяснению природы осадочных бассейнов, образования крупных призм осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород различных формаций.

Осадочные бассейны — специфические образования земной коры — самой верхней оболочки литосферы; они характерны только для этой геосферы, хотя формирование их обусловлено во многих случаях глубинными, подкоровыми процессами развития Земли. В их образовании огромную роль играют горизонтальные и вертикальные перемещения крупных геологических масс; сочетание и масштабы этих явлений определяют всю разнотипность осадочных бассейнов и принадлежность к различным классам, а следовательно и их характерный «минерагенический облик».

Осадочные бассейны — огромные призмы стратифицированных осадочных пород, формирующихся в различных тектонических обстановках, издавна привлекали внимание исследователей, прежде всего как концентраторы крупных месторождений полезных ископаемых, без которых не могло развиваться человеческое общество (уголь, нефть, железо, медь и др.). Именно с этими структурами оказались связанными первые научные представления об особенностях эволюции геологических процессов, их периодичности, существовании древних живых организмов и др.

В настоящее время эти структуры изучены уже достаточно детально, в особенности с познанием геологии нефтегазоносных, угленосных и соленосных бассейнов. И тем не менее именно в последние годы эти структуры вновь привлекли пристальное внимание исследователей в связи с возможностью на принципиально новой геодинамической основе рассмотреть формирование осадочных бассейнов с целью выделения их различных литогеодинамических типов, которые характеризуются специфическими комплексами месторождений полезных ископаемых, прежде всего твердых, для которых были установлены новые закономерности их проявления и, что особенно важно, новые типы месторождений.

В последние годы стало более чем очевидным, что образование осадочных бассейнов — это не просто прогибание земной коры, а комплексный сложный процесс, в котором задействованы одновременно процессы, происходящие на разных уровнях литосферы, в том числе и в мантии. Именно это обстоятельство приводит к сложному формированию отдельных типов осадочных бассейнов, когда, например, их образование предваряется (обусловливается) процессами рифтогенеза, которые затем проявляются (причем иногда неоднократно!) в формировании призм осадочных пород.

Такое нелинейное развитие геологических процессов в сочетании и одновременно проявлении собственно коровых и мантийных геологических явлений имеет первостепенное значение для определения их продуктивной рудоносности и прогноза новых типов месторождений.

Подчеркнем, что для понимания особенностей формирования и эволюции осадочных бассейнов, а также характера и закономерностей проявления в этих структурах месторождений полезных ископаемых большое, если не определяющее, значение имеет литогеодинамический анализ, позволяющий наиболее достоверно устанавливать типовые осадочные формации, являющиеся индикаторами тех или иных геодинамических обстановок.

Кратко остановимся на основных выводах настоящего исследования.

1. Методической основой проведенных работ является литогеодинамический анализ, который показывает, что при изучении истории заложения и последующей тектоно-седиментологической эволюции осадочных бассейнов он является ведущим инструментом познания сложных, многогранных процессов формирования осадочных бассейнов в земной коре. С помощью базовых положений литогеодинамики удалось обосновать тесную связь между геодинамической позицией палеобассейна и механизмом его заполнения разнофациальными осадочными комплексами. Эта связь наиболее рельефно выражается через индикационные ряды осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. А сами эти ряды выводятся теоретическим путем из тектоно-седиментологических моделей осадочных бассейнов применительно к внутриплитным (рифтогенным), спрединговым, субдукционным и коллизионным обстановкам, а затем сопоставляются с эмпирически наблюдаемыми последовательностями формаций (латеральными или вертикальными). Нам удалось обосновать индикационные ряды для бассейнов зрелых континентальных рифтов, для долинно-веерных систем подводных конусов выноса и для завершающей стадии «жизни» глубоководного желоба, когда он перестает быть только морфологическим маркером процесса поддвига и перед замыканием субдукционной зоны недолгое время функционирует как типичный осадочный бассейн.

Что касается авлакогенов, надрифтовых впадин, шельфово-склоновых бассейнов пассивных окраин, междуговых и задуговых бассейнов зон субдукции, а также большинства бассейнов коллизионных обстановок, то однозначной связи между геодинамикой и литологией выполняющих их осадочных комплексов пока установить не удалось. Однако и для этих типов бассейнов выявлены определенные тенденции в направленности изменения формационных рядов, что позволяет уже сейчас более обоснованно интерпретировать геодинамическую позицию структурно-формационных комплексов, выделяемых при региональном геологическом картировании.

Отсюда ясно, что дальнейшее развитие работ по комплексному изучению осадочных палеобассейнов должно, в частности, идти по пути более тесной увязки исследований с традиционными для геологии масштабами геокартографирования — 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, ибо различие масштаба предопределяет и разную методическую направленность подобных работ. В частности, наиболее интересные результаты следует ожидать в процессе глубинного (объемного) геокартографирования палеобассейнов, кульминацией которого явятся имитационные модели конкретных бассейнов, воспроизводящие всю историю их геологической эво-

люции. Именно на этом пути наиболее реален прогноз месторождений полезных ископаемых новых генетических типов.

2. Характерной особенностью формирования осадочных бассейнов является захоронение вместе с осадками огромных количеств воды, в виде как свободных жидких (гравитационных) вод, заполняющих поры между твердыми минералами, так и химически и физически связанных, заключенных в твердых минералах. Общее количество этих вод в бассейнах до глубины 8—10 км составляет до 6—10 % (от массы пород), при этом на долю свободных жидких вод приходится около половины этого количества.

При образовании чехла осадочных бассейнов погружающиеся водонасыщенные породы постоянно стремятся достигнуть гравитационного и физико-химического равновесия. При этом в первую очередь неизбежно происходит дегидратация — обезвоживание горных пород. Накопление в осадочных бассейнах пород сопровождается их уплотнением, приводящим к уменьшению пористости и к отжиму к поверхности земли захороненных с осадками подземных вод (седиментогенных). Эти явления особенно характерны для стадий (зон) диагенеза и раннего катагенеза. При дальнейшем последовательном погружении осадочных толщ на глубину более 1—2 км с возрастанием температуры в горных породах происходит дегидратация различных водосодержащих минералов (групп монтмориллонита, каолинита, гидрослюд, цеолитов, хлоритов и др.). Физически и химически связанные воды переходят в жидкую фазу. Возникают так называемые возрожденные (или катагенные) жидкие воды, замещающие в пластах седиментогенные. По общему количеству возрожденные воды в осадочных бассейнах соизмеримы с седиментогенными водами.

Одновременно в осадочных бассейнах в результате разложения и преобразования органического вещества (ОВ), сульфатов, карбонатов и других соединений происходит высвобождение и возникновение в весьма больших количествах других летучих компонентов: углеводородных газов метанового ряда (в основном метана), нефти, углекислого газа, сероводорода, азота и реже других. Бóльшая часть образующихся при этом газов (метан, углекислый газ, сероводород, азот и др.) растворяется в подземных водах, часть из них находится в диспергированном (пузырьковом) состоянии в водонасыщенных породах, другая часть газов (преимущественно метанового состава) в свободном состоянии образует газовые залежи. Особенно велики масштабы накопления в осадочных бассейнах углеводородных (в основном метановых) газов за счет преобразования ОВ на стадии среднего катагенеза. Газонасыщенность подземных вод с углеводородным составом растворенных газов колеблется обычно от 1,0—1,5 до 8—9 $м^3$ газа на 1 $м^3$ пластовой воды.

Таким образом, горные породы (и соответственно геологические формации), слагающие осадочные бассейны, представляют собой в естественных условиях обычно сложные многофазные системы, включающие наряду с твердыми минералами также жидкие, реже газообразные. Среди жидких доминируют минералы группы воды, среди газообразных — свободные скопления углеводородных газов.

В осадочных бассейнах функционируют главным образом элизионные (компрессионные) гидрогеодинамические системы разного типа (элизионные геостатические, термоэлизионные и др.). Движение подземных вод в них в основном обусловлено процессами уплотнения и геохимического преобразования (высвобождение физически и химически связанных вод, раз-

ложение ОВ и др.) горных пород на разных стадиях литогенеза. В элизионных системах движение подземных вод осуществляется обычно вверх по разрезу (по зонам разломов, по восстанию пластов и т. п.) к поверхности Земли. Однако возможна миграция их и в глубь Земли (например, просачивание тяжелых хлоридных рассолов из галогенных формаций и засасывание подземных вод из чехла бассейнов в образующиеся трещины в кристаллическом фундаменте). Большое влияние на динамику, газовый состав и металлоносность подземных вод в зоне катагенеза оказывают процессы газообразования, связанные с разложением ОВ. При миграции свободных углеводородных газов к поверхности Земли вместе с ними увлекаются и подземные воды.

На глубине более 8—10 км в артезианских бассейнах температура достигает 250—300 °С и более. Здесь возникают сложные по составу водоуглекислые и водонефтегазовые высокотермальные растворы, которые при образовании крупных разломов проникают в вышележащие части разреза земной коры. При этом происходит явление «отгона» в верхние части разреза целого ряда элементов (йод, бор, бром, фтор, мышьяк, сурьма, ртуть и др.), хорошо летучих и способных к переносу в этих флюидах.

При преобладании восходящих тектонических движений в осадочных бассейнах возникают области суши, подвергающиеся воздействию гипергенных процессов. Здесь в верхних частях разреза (в основном до базиса эрозии) формируются инфильтрационные грунтовые и напорные гидрогеодинамические системы атмосферного питания.

Существенно усложняются гидрогеологические условия в осадочных бассейнах при активизации тектоно-магматических процессов. При этом резко усиливается взаимосвязь водоносных комплексов различных формаций, значительно повышаются температуры и химическая активность подземных вод, вблизи магматических тел происходит новообразование различных газов (CO_2, H_2, CO и др.), из промежуточных магматических очагов поступают флюиды, содержащие O_2, H_2, CO_2, HCl, HF и другие соединения. Возникают сложные по составу гидротермальные растворы, мигрирующие по разломам и другим зонам повышенной проницаемости к земной поверхности. Важно также отметить, что при этом значительно возрастает глубина проникновения в недра (до 3—5 км и более, в зависимости от положения промежуточных близповерхностных магматических очагов) инфильтрогенных вод атмосферного питания в пределах суши и морских (в том числе океанических) в пределах акваторий.

С постоянно протекающими в осадочных бассейнах сложными и разнообразными процессами водной миграции химических элементов сопряжено формирование в них различной рудной минерализации (уран, полиметаллы, медь, железо, марганец и др.). Проблема рудообразования и металлогенического (минерагенического) анализа осадочных бассейнов в настоящее время во многом становится проблемой гидрогеологической (палеогидрогеологической), связанной с анализом строения и эволюции рудообразующих гидрогеологических систем, функционировавших в осадочных бассейнах на разных стадиях их развития.

3. Большой интерес, присущий данной проблеме, имело изучение угленосных бассейнов. Было установлено, что кинематика, характер пограничных взаимодействий и тектогенез во внутренних областях литосферных плит суммировались в виде единого интегрального фактора угленакопления, который опосредованно (через климат, ландшафты и

литогеодинамику угленосных бассейнов) обусловил разнообразие формационных рядов и закономерности их пространственно-возрастного распределения в земной коре. Первичная геодинамическая обстановка угленакопления фиксировалась в сингенетических, а последующие — в эпигенетических признаках угленосных комплексов, современный характер которых сформировался в результате дискретной смены геодинамических обстановок углеобразования, имеющих конечный набор типовых разновидностей.

В индикационных формационных рядах палеообстановок собственно угленосные формации занимают определенное положение и обладают устойчивыми наборами признаков. Поэтому сведения о положении реальных угленосных формаций в латеральных рядах, интерпретируемых методами региональных палеогеодинамических реконструкций, — результаты специального моделирования процессов углеобразования, а данные по современной позиции торфоносных бассейнов позволяют в совокупности выявить типовые признаки геодинамически разнообразных угленосных отложений.

Выделены три основные классификационные группы угленосных формаций, соответствующие седиментации в орогенном, эпейрогенном и рифтогенном геодинамических режимах, характерных для развития конвергентных краев плит, их внутренних квазистабильных областей и дивергентных зон, маркирующих в различной степени продвинутый процесс раздвига континентальной литосферы. В пределах этих групп типы формаций соотносятся с первичными геодинамическими обстановками углеобразования и свойственными им аккумулятивными структурами (осадочными бассейнами).

Одной из характерных особенностей угленосных бассейнов является специфика «рудогенности» ископаемых углей. В составе углей обнаружено около 50 элементов-примесей, среди которых имеются черные, цветные и благородные металлы, редкие земли и радиоактивные элементы. Однако преобладают содержания их ниже кларковых и близкие к ним. Высокие и тем более аномально высокие концентрации сравнительно редки.

Накопление металлов в углях — сложный, нередко полистадийный процесс, обязанный взаимодействию многих факторов. Во всех случаях несомненна роль ОВ исходных торфов и (или) углей, выполняющего функции сорбционного и восстановительного барьеров. Важны геохимические особенности самих элементов, условия их миграции и осаждения. Существенное значение имеют геологическая и металлогеническая позиции конкретного угольного бассейна, геодинамическая обстановка его формирования.

Промышленное значение в углях пока имеют германий и в меньшей степени уран. Условия распространения этих двух элементов изучены наиболее полно, выявлены характерые признаки локализации оруденений, в том числе преимущественная связь с бурыми, реже каменными углями, мезозойско-кайнозойский возраст, приуроченность месторождений к предгорным и межгорным тектоническим впадинам грабенообразного типа в областях активизации режимов движений, близость области размыва и наличие в ней повышенных концентраций элементов, существование развитой коры выветривания и др.

Изученность остальных элементов-примесей заметно ниже. Здесь еще предстоят широкие систематические исследования. Это тем более важно теперь, когда Россия оказалась в условиях серьезной ограниченности ре-

сурсов целого ряда редких металлов. Ископаемые угли в этом отношении следует рассматривать в качестве надежного источника получения многих из них. В частности, вместе с германием или ураном это могут быть молибден, вольфрам, бериллий, цинк, свинец, селен, бор, ртуть, серебро, некоторые редкие земли.

При оценке металлоносности углей не следует забывать, что речь идет не только о единичных собственно редкометально-угольных месторождениях, отвечающих промышленным содержаниям металлов в рудах, но и о значительно более широком круге угольных месторождений с концентрациями элементов, достаточными для рентабельного попутного их извлечения в условиях обычной эксплуатации и использования углей как топлива или коксохимического сырья. Реальные возможности в этой области будут во многом зависеть от дальнейших разработок технологических схем извлечения элементов, исследования их токсичности.

4. Галогенсодержащие бассейны, будучи составной частью общей системы осадочных бассейнов земной коры, представляют собой специфический тип. Наличие в их разрезе одной или более галогенных формаций определяет целый спектр особенностей этих бассейнов — вещественных, геохимических, газогидрогеохимических, структурных, своеобразных кинетических и др. Галогенсодержащие бассейны представляют собой упорядоченные сочетания галогенных (сульфатных, соляных) и ряда парагенных им биохемогенных (высокоуглеродистых, строматолитовых, доломитовых, биогермных и др.) образований, локализованных вокруг депоцентров галогенеза и включенных в фоновые терригенно-карбонатные толщи. Структурные и вещественные признаки каждого из членов ассоциации — и галогенных и биохемогенных — изменяются сопряженно и согласованно в зависимости от фациального положения. В итоге разные фациально-ландшафтные обстановки имеют устойчивые наборы типоморфных особенностей каждого из членов ассоциации, что даст возможность прямых и обратных переходов между структурно-вещественными характеристиками и фациально-ландшафтными обстановками, составляя удобную интерпретационно-диагностическую базу для литогеодинамического и минерагенического анализа.

Галогенсодержащие бассейны связаны с определенными геодинамическими типами депрессионных обстановок, для которых они весьма характерны, а в ряде других не встречаются. Галогенсодержащими являются обстановки следующих классов (и типов): 1) рифтогенные внутриконтинентальные (внутриконтинентальные рифты, авлакогены, надрифтовые впадины); 2) рифтогенные межконтинентальные; 3) пассивноокраинные; 4) активноокраинные (задуговые бассейны растяжения и сжатия); 5) коллизионные (краевые прогибы, внутренние впадины, остаточные бассейны, впадины позднеколлизионных рифтов). Избирательность галогенеза прослеживается в отношении как общих геодинамических режимов, так и конкретных обстановок, как пространственных подразделений, так и временны́х.

Современные галогенсодержащие бассейны расположены в пределах обширных геодинамически активных поясов, контролируемых границами литосферных плит или внутриконтинентальными рифтогенными системами, и образуют глобальные геодинамически обусловленные пояса галогенеза.

Палеогеодинамическую позицию и эволюцию галогенных формаций на территории Северной Евразии определяют три группы активных палеообстановок: внутриконтинентальные палеорифтогенные системы, палео-

окраинные системы, пограничные между палеоконтинентами и палеоокеанами, и внутренние части подвижных поясов. Возникновение и развитие двух последних контролировалось зарождением и развитием ряда палеоокеанических подвижных поясов, в наибольшей мере палеозойских Уральско-Палеоазиатского и Палеотетиса, а также мезозойско-кайнозойского Тетиса. Наиболее широко галогенные формации распространены на окраинах палеоконтинентов, являвшихся в то же время окраинами подвижных поясов и подчиненных их эволюции. Они возникали здесь в сменявших друг друга бассейнах межконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных поясов.

Между проявлениями галогенеза и геодинамическими условиями современных и древних обстановок устанавливается ряд устойчивых зависимостей: 1) общие возрастные интервалы развития галогенеза в каждом регионе и уровни локализации отдельных галогенных комплексов коррелируются с фазами геодинамической активности, наиболее значимыми для вмещающих эти комплексы бассейнов; 2) в пределах каждого возрастного интервала, характеризующегося масштабным проявлением галогенеза, намечаются протяженные системы бассейнов, образующих пояса, которые подчинены границам плит, активным на данном этапе; 3) внутри поясов размещение бассейнов разных геодинамических типов подчинено тектонической макроструктуре и зональности поясов и носит закономерный характер.

Для каждого геодинамического типа бассейнов характерны вполне определенные геохимические и литолого-фациальные типы галогенсодержащих комплексов с устойчивыми особенностями состава, структуры и морфологии как собственно галогенных, так и биохемогенных членов ассоциаций, а также их латеральных и вертикальных последовательностей. В свою очередь, те или иные типы комплексов проявляют четкую избирательность в отношении геодинамических обстановок.

Установленные закономерности могут способствовать решению различных палеогеодинамических задач, связанных с диагностикой и реконструкцией палеообстановок: 1) восстановлению общей палеокинематической ситуации; 2) опознанию конкретных палеогеодинамических обстановок; 3) определению стратиграфических уровней и фаз тектонических событий; 4) оценке некоторых эндогенных проявлений в палеобассейнах и их обрамлениях; 5) восстановлению ландшафтных типов и фациальной зональности палеобассейнов, направленности их эволюции; 6) оценке характера тектонического режима после образования галогенных формаций. При этом наибольшее значение для палеогеодинамического анализа могут иметь различные группы признаков: вещественные, структурно-морфологические, пространственные, палеоландшафтные и палеоэндогенные.

Полезные компоненты галогенсодержащих бассейнов образуют три группы, отражающие три стороны их минерагенической специализации: 1) собственно галогенную (соляную, галургическую); 2) рудную; 3) серную. В первую группу входят породообразующие макрокомпоненты солей и разнообразная их микропримесь. Их наборы определяются геохимическими типами солей и тесно связаны с ландшафтно-фациальными и геодинамическими особенностями обстановок. Вторая, рудная, группа объединяет стратиформные руды Pb, Zn, Cu, Hg, Sr, Ba и ряда других элементов, основные концентрации которых заключены в биохемогенных элементах галогенсодержащих систем (биогермных, строматолитовых, высокоуглеро-

дистых и др.). Распределение рудных элементов в структуре галогенсодержащих систем наследует латеральную зональность и разнопорядковую цикличность биохемогенных образований и также имеет упорядоченный характер. В третью группу входят залежи серосодержащего сырья — самородной серы, сероводородсодержащих газов и ряда других сернистых соединений пород, вод, нефтей, газов. Их повышенные концентрации, будучи характерной чертой галогенсодержащих бассейнов, образуют крупнейшие комплексные геохимические аномалии серы стратисферы. Тектоническая позиция залежей серы самородной и газовой определяется сочетанием двух групп факторов: палеогеодинамических, контролировавших возникновение геохимических аномалий серы, и современных кинематических, способствовавших их переформированию с выделением скоплений серы газовой и самородной.

Полезные компоненты всех трех групп составляют закономерные звенья единых целостных галогенсодержащих систем, подчинены особенностям их внутреннего строения, занимают вполне определенные места в их структуре, а также в геодинамическом и в стадиально-литогенетическом развитии.

Для объяснения генезиса и условий образования галогенсодержащих рудоносных бассейнов предлагается флюидно- или рассольно-регенерационная модель. Она предполагает в качестве ведущих процессы интенсивной восходящей разгрузки в бассейны седиментации высококонцентрированных рассолов (в том числе металлоносных) и углеводородов, а в ряде случаев — истечения солевых масс, являющихся производными более древних погребенных галогенсодержащих систем и одновременно — основой формирования биохемогенных, рудных и галогенных элементов новых генераций галогенсодержащих тел. Модель намечает адекватное генетическое толкование эмпирически установленным пространственно-временным связям между проявлениями геодинамической активности и галогенезом. Одновременно она раскрывает возможные направления дальнейших исследований.

5. Последние данные по рудоносным осадочным бассейнам (РОБ) показывают, что их рудная минерализация во многих случаях является производной глубинных процессов Земли.

Все известные в настоящее время виды минерального сырья и типы месторождений, генетически или парагенетически связанные с формированием и постседиментационными преобразованиями вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, их рядов и комплексов разных типов осадочных бассейнов, рассматриваются как составные элементы их строения и включаются в группу стратиформных рудных объектов.

Изучение закономерностей формирования стратиформных месторождений в осадочных бассейнах от начала седиментации до коллизии (региональной складчатости) является предметом «металлогении осадочных бассейнов» как составной части региональной металлогении. Сложность и многовариантность решения генетических вопросов стратиформного рудообразования обусловливают то, что только реконструкция всех последовательных этапов и стадий развития конкретных РОБ одновременно с учетом объективно устанавливаемых закономерностей локализации скоплений минерального сырья может служить основой для построения геолого-генетических моделей этих бассейнов. При таком подходе РОБ рассматриваются как особый тип рудообразующих систем, в которых по характеру аккумуляции могут генерироваться синдиагенетические, эпи-

генетические (гидрогенные) и метаморфогенные месторождения за счет рудного вещества, поступающего как из экзогенных (поверхностный или подземный сток, мобилизация из рудоматеринских формаций), так и эндогенных (подводные гидротермы и эксгаляции, вулканизм) источников.

Геодинамическая позиция осадочных бассейнов определяет формационный состав и строение отвечающих им формационных комплексов, или геолинз. Каждая группа геодинамических обстановок — внутриконтинентальная (внутриплитная) рифтогенная, пассивноокраинная, субдукционная, коллизионная, океаническая дивергентная — характеризуется специфическим проявлением эндо- и экзогенных процессов, что обусловливает их металлогеническую специализацию, степень продуктивности и в определенной степени генетические типы заключенных в них месторождений.

На ранней стадии геотектонического цикла эволюции литосферы в связи с процессами рифтогенеза и деструкции континентальных плит формируются рифтогенные осадочные бассейны, для которых характерно наличие крупных и уникальных месторождений урано- и золотоносных конгломератов с серебром и платиноидами и серебро-кобальт-медных с золотом и платиноидами типа медистых песчаников. Образующиеся в последующем надрифтовые депрессии вмещают крупные запасы углеводородов, нередко солей и железных руд. Своеобразная рудная ассоциация и геодинамическая обстановка локализации внутриплитных рифтогенных бассейнов могут служить основанием для предположения о существенной роли мантии как источника рудных элементов, определяющих металлогеническую специализацию данной группы бассейнов.

Осадочные бассейны пассивных континентальных окраин располагаются на тыловых окраинах расходящихся континентов по всему профилю континентального шельфа и склона. Пассивноокраинные бассейны заключают широкую гамму рудных стратиформных месторождений: свинцово-цинковые с баритом, серебром, ртутью, кадмием, германием, железо-марганцевые, ртутно-сурьмяные, нередко со свинцом, цинком, золотом, вольфрамом в карбонатных формациях; фосфоритовые, урановые с ванадием, молибденом, никелем, золотом в кремнисто-карбонатно-терригенных формациях; медно-свинцово-цинковые, золотые, золото-сурьмяные и вольфрам-золото-сурьмяные в тонкотерригенных углеродистых. Доминирующие ассоциации рудных элементов могут трактоваться как указание на их преимущественно коровую природу.

Бассейны субдукционных поясов и коллизионных областей формируются в общих условиях сжатия, высокой динамичности и широкого проявления магматических процессов, что, вероятно, и находит отражение в относительно слабой их стратиформной рудоносности. Однако к тыловым бассейнам сжатия, межгорным и бассейнам форланда приурочены месторождения марганца, железа, урана, ванадия, меди, а также солей, углей и углеводородов.

В складчато-надвиговых поясах РОБ претерпевают интенсивные деформации, что приводит к структурной трансформации и фрагментации как рудоносных осадочных комплексов, так и заключенных в них доскладчатых месторождений. Метаморфизм, магматизм и наложенная гидротермальная деятельность могут привести к полной регенерации, перерождению или деструкции доскладчатого оруденения. Сохранившиеся в современных структурах складчато-надвиговых поясов РОБ или их фрагменты могут находиться как в автохтонном, так и аллохтонном залегании

и выделяются в качестве структурно-металлогенических или металлогенических зон.

Стадийность развития геотектонического цикла эволюции литосферы приводит к закономерной смене во времени соответствующих геодинамических типов рудоносных бассейнов, что позволяет наметить их временны́е эволюционные, а также латеральные ряды и объяснить наблюдаемую латеральную и вертикальную металлогеническую зональность на крупных континентальных плитах. Так, типичным является временно́й эволюционный ряд осадочных бассейнов восточной окраины Русской плиты: рифейские и вендские рифтогенные (V, U) — девон-каменноугольные пассивноокраинные (нефть, уголь, Pb, Zn) — пермские форланда (соли, Cu) — мезозойские и кайнозойские эпейрогенные (фосфориты, угли, россыпи Ti, Zr, Au, Pt). Этот эмпирический ряд удовлетворительно увязывается с геотектоническим развитием системы литосферных плит Уральского региона. В то же время площадное размещение стратифицированных металлогенических зон обнаруживает связь с конфигурацией бассейнов, очертаниями континентальных плит, характером их сочленения, ориентировкой рифтовых зон.

В складчато-надвиговых поясах соотношение стратифицированных металлогенических зон (рудоносных палеобассейнов) и соответствующая этому региональная металлогеническая зональность определяются их чешуйчато-блоковым строением.

Всестороннее изучение металлогении осадочных бассейнов — одного из основных типов структур земной коры — представляет важную область современного прогнозно-металлогенического анализа, результаты которого могут иметь существенное значение как в теоретическом, так и прикладном аспектах. Геодинамический подход при этом выявляет новые возможности для типизации и индивидуализации РОБ и рудных районов. Открываются новые возможности для прогнозирования и выявления комплекса рудных и нерудных месторождений, возникновение которых обусловлено сложным сочетанием эндо- и экзогенных процессов, включая возможные взаимодействия рудо- и нефтеобразующих систем. В частности, представляется необходимым с этих позиций провести переоценку потенциальной рудоносности Русской и Сибирской платформ, в строении которых принимают участие геодинамически разнотипные осадочные бассейны. Особый интерес при этом приобретают рифтогенные осадочные бассейны, которые могут заключать месторождения золота, урана, меди, серебра, кобальта новых для России геолого-промышленных типов. Требуют переоценки и бассейны форланда (Приуральский, Предкавказский) на редкометальное, медное и марганцевое оруденение.

Проблема металлогении осадочных бассейнов приобретает в новом столетии особое значение, так как с ее решением связано открытие новых типов месторождений, в особенности рудных, причем крупных и уникальных по своим размерам. Примером могут служить представления об осадочно-гидротермальном генезисе таких гигантов, как редкоземельное месторождение Баян-Обо в Китае или золоторудное Витватерсранд в ЮАР. Причем для этих месторождений характерен полигенный, комплексный, характер образования руд, что требует особого, детального изучения геологических особенностей месторождений и на этой основе совместной с выявлением литогеодинамических обстановок разработки новых поисковых критериев для выбора оптимальных направлений, прежде всего прогнозных, а затем уже и поисково-оценочных работ.

Конечно, эти исследования должны сопровождаться комплексом специализированных геохимических работ, цель которых выявление в осадочных комплексах нестандартных геохимических ассоциаций: признаков-индикаторов промышленных рудных концентраций. Грядущее столетие будет веком открытия еще не известных в настоящее время осадочно-гидротермальных месторождений, с которыми связывается развитие и создание многих новых минерально-сырьевых районов. Как один из характерных примеров, можно высказать прогноз на открытие в осадочных формациях новых промышленных месторождений платины, золота, вольфрама, редких земель и других металлов. В особенности это перспективно для золота и платины с открытием осадочно-гидротермальных месторождений этих металлов. По существу, наступает совершенно новый этап в изучении их геологии и металлогении.

В этой связи и вся проблема литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов в целом превращается в одну из наиболее актуальных. Для ее успешного решения необходимо сосредоточить внимание на следующих наиболее важных вопросах.

1. Продолжить разработку общей классификационно-диагностической системы осадочных бассейнов на литогеодинамической основе, а также создать минерагеническую классификацию специализированных бассейнов.

2. Продолжить исследования по установлению и выявлению индикационных (диагностических) рядов осадочных толщ и как следствие создать тектоно-седиментологические типы моделей осадочных палеобассейнов.

3. Конкретизировать критерии литостратиграфического анализа бассейнов рифтогенного и коллизионного класса.

4. Более детально обосновать геодинамические обстановки формирования и закономерности размещения в земной коре минерагенически специализированных осадочных бассейнов (угле- и сланценосных, нефтегазоносных, соленосных, фосфоритоносных, а также бассейнов с рудной минерализацией).

5. Создать геолого-генетические и физико-химические модели рудных процессов, в том числе мантийной природы, в осадочных бассейнах и обосновать критерии рудоносности осадочных комплексов, опирающиеся на выявленные латеральные и стратиграфически упорядоченные индикационные ряды осадочных толщ.

6. Обратить особое внимание на изучение осадочных бассейнов, в которых одновременно с процессами осадконакопления проявляются процессы нелинейного рифтогенеза; выявить типы таких бассейнов, их диагностические признаки. Именно с таким параллельным развитием тектонических процессов связано образование гигантских и крупных рудных месторождений, в том числе комбинированных полигенных руд (Au + U; TR + Fe).

7. Важнейшая задача — дальнейшее изучение тектоники осадочных бассейнов разных типов, в особенности характера взаимосвязей глубинных разломов с минерагенией. Изучение роли и влияния покровно-надвиговых структур на особенности локализации и регенерации оруденения.

8. Особая проблема, которая не затрагивалась в настоящей работе, — это проявление рудной минерализации в нефтяных и газовых месторождениях. В нашей стране эта проблема изучена недостаточно и требует большого внимания при исследовании нефтеносных бассейнов. Известно, что за рубежом в газовых месторождениях фиксируются промышленные содержания ртути и значительно реже — других металлов.

9. В связи с общей проблемой поисков новых типов месторождений в осадочных бассейнах, из которых отдельные будут иметь сложный, полигенный и комбинированный генезис, как новую задачу следует поставить поиски алмазов в зонах глубинных разломов под экраном пластин чешуйчато-надвиговых структур. Это должен быть особый тип проявления алмазоносных флюидно-магматических систем в условиях неконсолидированных еще полностью призм осадочных пород, но уже подвергшихся активным процессам глубинного рудообразования. Сходные месторождения алмазов уже выявлены в осадочных породах в зонах активного шарьирования на Среднем Урале.

10. Моделирование осадочных бассейнов разных типов с различной минерализацией на компьютерной основе с созданием широкого банка данных по этим структурам.

11. Более широкое привлечение геохимических методов изучения осадочных бассейнов для их типизации и выявления нестандартных ассоциаций элементов, предвестников будущих месторождений.

Для решения указанных проблем необходимы не только новые теоретические обобщения в общем плане создающейся программы «Осадочные бассейны и их минерагения», не только осмысление на современном научном уровне нового фактического материала, но и всесторонний, широкий пересмотр-анализ уже известных старых фактов под углом зрения последних представлений о генетической природе осадочных бассейнов и их минерагении, с обязательным привлечением нового обширного материала по зарубежным территориям.

В заключение подчеркнем, что предложенная читателю работа является только первым шагом к понимачию большой геологической, по существу принципиально новой проблемы, которая имеет большое теоретическое и прикладное значение. Поставленные в работе вопросы требуют дальнейшей детализации и порой изучения с новых позиций, переосмысления старого фактического материала и видение его в новом ракурсе нестандартных, нелинейных взаимосвязей тектоники, осадконакопления (процессов образования осадочных формаций) и рудогенеза. Если работа вызовет интерес у читателя — наша задача в значительной степени выполнена, хотя авторы отдают себе отчет в том, что она несовершенна, затрагивает далеко не все аспекты рассматриваемой проблемы, а в отдельных частях даже спорна. И тем не менее мы полагаем, что на данном этапе изучения проблемы работа будет полезна исследователям, занимающимся геодинамикой и минерагенией осадочных бассейнов. Всем, кто выскажет свои замечания по работе, авторы будут искренне признательны, так как это будет способствовать совершенствованию дальнейших исследований.

SUMMARY

Sedimentary basins are special formations of the Earth's crust — the uppermost shell of the lithosphere; they are characteristic of this geosphere only, though they originated, in many cases, due to subsurface, subcrustal processes in the Earth's evolution. A significant role in their genesis was played by horizontal and vertical displacements of large geological masses; the combination and extent of these phenomena determine the difference in the types of sedimentary basins and their affiliation with different classes, and, consequently, their characteristic «mineragenic pattern».

Of great significance for understanding the formation and evolutionary pattern of sedimentary basins, as well as the character and appearance of mineral deposits in these structures is the lithogeodynamic analysis that permits the most reliable determination of the type sedimentary formations which are indicators of certain geodynamic environments.

1. Using the basic notions of lithogeodynamics, the authors proved a close correlation between the geodynamic position of a paleobasin and mechanism of its filling with sedimentary complexes of different facies. This correlation is most vividly expressed through the diagnostic series of sedimentary and sedimentary — volcanic formations. The classification of sedimentary basins is given.

2. A characteristic feature of the formation of sedimentary basins is burial of enormous quantities of water together with sediments in the form of both free liquid (gravity) water filling pores between solid minerals, and chemically and physically bound water contained in solid minerals.

The complicated processes of aqueous migration of chemical elements in sedimentary basins are responsible for the formation of different ore deposits (uranium, polymetallic, copper, iron, manganese, etc.). The problem of ore generation and metallogenic (mineragenic) analysis of sedimentary basins is currently becoming, to a major extent, a hydrogeological (paleohydrogeological) issue, closely, related to the analysis of the structure and evolution of ore-forming hydrogeological systems that were functioning in sedimentary basins at different stages of their evolution.

3. Three main classification groups of coal-bearing formations are distinguished, corresponding to the sedimentation in the orogenic, epeirogenic and riftogenic geodynamic regimes. These regimes were characteristic respectively of the evolution of convergent plate margins, their inner quasistable areas and divergent zones, marking the process of continental lithosphere rifting, advanced to a variable extent. Within these groups, the types of formations can be correlated with initial geodynamic environments of coal formation and the accumulative structures (sedimentary basins) characterizing them.

One of the characteristic features of coal basins is the specific «ore-generating» character of fossil coals. Coals contain about 50 elements, among them ferrous, non-ferrous and noble metals, rare earths and radioactive elements. However, their contents are mostly below clarke values (the average concentration of an element in the Earth's crust) or close to them. High and, especially, abnormally high concentrations are comparatively rare.

At present, of economic significance in coals are germanium and, to a lesser extent, uranium. The mode of occurrence of these two elements has been studied most adequately; characteristic features indicative of the ore presence are revealed; these are the predominant association with brown, less frequently, hard coal, Mesozoic—Cenozoic age, occurrence of the deposits in the piedmont and intermountain tectonic graben-like troughs in activation areas, proximity to the areas of erosion characterized by high concentrations of these two elements, the presence of a well developed weathering crust, etc.

Other trace elements are less adequately studied. Extensive systematic research should be conducted in this field. Nowadays, it is highly important, since Russia is facing a

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И.* Принцип ограниченной емкости подастеносферной мантии. — Докл. АН СССР, 1990, т. 310, № 5, с. 1184—1187.

2. *Абрамович И. И.* Проблемы сравнительной субдуктологии. — Сов. геология, 1992, № 2, с. 34—41.

3. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.

4. *Актуальные* проблемы нефтяной гидрогеологии. М., Наука, 1993. 128 с.

5. *Анисимов Л. А.* Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. М., Недра, 1976. 160 с.

6. *Аплонов С. В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., изд. Ин-та океанологии, 1987. 98 с.

7. *Аплонов С. В., Устрицкий В. И.* Остаточные океанические бассейны. — Докл. АН СССР, 1991, т. 316, № 2, с. 425—428.

8. *Аполлонов В. Н.* Рифты, климат, вулканизм и галогенез. — В кн.: Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск, Наука, 1991, с. 30—34.

9. *Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР. — БМОИП. Отд-ние геол., 1933, т. XI, № 4, с. 323—348.

10. *Бадалов С. Т.* Геохимические особенности рудообразующих систем. Ташкент, Фан, 1991. 143 с.

11. *Баранова З. Е., Зинченко В. Н.* Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Момо-Зырянской впадины. — В кн.: Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1975, с. 85—87.

12. *Басков Е. А.* Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л., Недра, 1983. 263 с.

13. *Басков Е. А., Суриков С. Н.* Гидротермы Земли. Л., Недра, 1989. 245 с.

14. *Бассейны* черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. В 2 т./Междунар. симпоз., тез. докл. Новосибирск, изд. ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. Т. I, 316 с.; т. II. 302 с.

15. *Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф.* Месторождения соды и условия их образования. М., Недра, 1973. 208 с.

16. *Баталин Ю. В., Чайкин В. Г., Станкевич Е. Ф.* Вещественно-геодинамическая система галогенных образований. — В кн.: Состав и условия образования морских и континентальных галогенных формаций. Новосибирск, Наука, 1991, с. 14—17.

17. *Бахтуров С. Ф., Евтушенко В. М., Перелядов В. С.* Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск, Наука, 1988. 161 с.

18. *Башаркевич И. Л., Костин Ю. П., Мейтов Е. С.* Геохимические особенности ископаемых углей. — В кн.: Редкометальная минерализация в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М., изд. ИМГРЭ, 1984, с. 68—81.

19. *Беленицкая Г. А.* Некоторые палеотектонические закономерности размещения соленосных толщ. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. Новосибирск, Наука, 1982, с. 176—187.

20. *Беленицкая Г. А.* Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности. — В кн.: Рудоносность осадочных комплексов. Л., Недра, 1989, с. 30—40.

21. *Беленицкая Г. А.* Роль глубинных флюидов в осадочном породо- и рудообразовании. — В кн.: Вулканогенно-осадочное рудообразование/В. Е. Попов (науч. ред.). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992, с. 155—159.

22. *Беленицкая Г. А., Писарчик Я. К.* Сера самородная. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1986, с. 691—711.

23. *Белонин М. Д., Неручев С. Г., Симаков С. Н., Якуцени В. П.* Основные представления о нефтегазоносности больших глубин. — В кн.: Критерии и методы прогнозирования нефтегазоносности больших глубин. Л., Изд-во ВНИГРИ, 1990, с. 15—35.

24. *Беляев В. К.* Токсичные элементы в углях: Обзор ВИЭМС. М., 1986. 29 с.

25. *Бергер В. И.* Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978. 296 с.

26. *Бергер В. И., Мамонов С. В.* Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золото-антимонитовой березитовой формации. — В кн.: Рудо-

образование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, Наука, 1988, с. 285—295.

27. *Бергер В. И., Натальин Н. А.* Фациальная обстановка формирования ртутно-сурьмяного оруденения в Южном Тянь-Шане. — В кн.: Рудоносность осадочных комплексов. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1989, с. 170—185.

28. *Бергер В. И., Неклюдов А. Г.* Литофациальная зональность и распределение сурьмы и золота в породах сухопитской серии (Енисейский кряж). — В кн.: Геохимические исследования для решения задач региональной геологии. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1991, с. 87—95.

29. *Бергер В. И., Роговой В. М.* Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Вып. VIII: Оценка прогнозных ресурсов ртути и сурьмы. Л.—М., Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. 76 с.

30. *Бергер В. И., Шумская Н. И., Шлейкин П. Д.* Контактовый метаморфизм сурьмяного рудопроявления Марковского (Восточная Якутия). — Геология руд. м-ний, 1984, т. 26, № 6, с. 62—72.

31. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

32. *Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В.* О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии. — Геология руд. м-ний, 1991, т. 33, № 6, с. 3—14.

33. *Благовидов В. В.* Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. Новосибирск, Наука, 1978. 151 с.

34. *Бобров С. П.* Меденосность отложений казанского яруса бассейна нижней Вятки. — Геология руд. м-ний, 1975, т. 18, № 6, с. 69—81.

35. *Богатиков О. А., Зонешайн Л. П., Коваленко В. И.* Магматизм и геодинамика. — В кн.: Петрология. М., Наука, 1984, с. 3—14. (27-й МГК. Доклады. Т. 9).

36. *Богданов Н. А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М., Недра, 1988. 221 с.

37. *Богданов Ю. В., Феоктистов В. П.* Генетическая модель месторождений медистых песчаников Удоканского типа. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 4, с. 949—952.

38. *Бойко Т. Ф.* Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., Наука, 1969. 120 с.

39. *Бондаренко С. С., Попов В. М., Стрепетов В. П.* Основные типы месторождений и масштабы добычи гидроминерального сырья в капиталистических и развивающихся странах. М., изд. ВИЭМС, 1986. 43 с.

40. *Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К.* Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., Мир, 1970. 348 с.

41. *Бровков Г. Н., Охапкин Н. А., Пельтек Е. И.* Закономерности размещения полиметаллического оруденения. — Тр. СНИИГГИМС, 1976, вып. 230, с. 86—99.

42. *Буалло Г.* Геология окраин континентов. М., Мир, 1985. 160 с.

43. *Бузмаков Е. И., Шибрик В. И.* Стратиграфия и литология фаменских и турнейских отложений Атасуйского рудного района. — Сов. геология, 1976, № 2, с. 61—79.

44. *Буряк В. А.* Метаморфизм и рудообразование. М., Недра, 1982. 256 с.

45. *Буряк В. А.* Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 12, с. 94—106.

46. *Буцик Ю. В.* Закономерности изменения геотермического поля Донецкого бассейна и природа его аномалий. — Геол. журн., 1987, т. 47, № 2, с. 41—45.

47. *Вакье В.* Геомагнетизм в морской геологии. Л., Недра, 1976. 192 с.

48. *Валеев Р. Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978. 152 с.

49. *Валеев Р. Н., Кореневский С. М.* Тектоническая приуроченность соленосных бассейнов (на примере Русской платформы). — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 93—98.

50. *Вальц И. Э., Волкова И. Б.* Петрографический и марочный состав углей нижнего мезозоя: Объясн. зап. к «Атласу карт угленакопления на территории СССР». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 260—266.

51. *Вассоевич Н. Б.* Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.

52. *Вассоевич Н. Б.* Геохимия органического вещества и происхождение нефти: Избр. тр. М., Наука, 1986. 386 с.

53. *Ветштейн В. Е.* Изотопы водорода и кислорода природных вод СССР. Л., Недра, 1982. 216 с.

54. *Власов Г. М.* Флюидное «дыхание» Земли и стратиформное оруденение. — Тихоокеан. геология, 1986, № 5, с. 76—88.

55. *Волкова И. Б.* Типы угольных пластов основных эпох угленакопления на территории СССР. — Химия твердого топлива, 1971, № 3, с. 3—11.

56. *Волкова И. Б.* Органическая петрология. Л., Недра, 1990. 299 с.

57. *Волкова И. Б., Богданова М. В.* Петрологическое исследование коксования углей и битумов (изменение органического вещества под влиянием температуры). — В кн.: Новые методы изучения состава и технологических свойств углей и горючих сланцев. М., 1989, с. 3—17.

58. *Волкова И. Б., Котляр Г. В.* Химико-петрографическая характеристика углей Шубаркольского месторождения. — Химия твердого топлива, 1987, № 6, с. 7—11.

59. *Воронков М. Г., Мирсков Р. Г.* Четвертое рождение германия. — Химия и жизнь, 1982, № 3, с. 54—56.

60. *Вылцан И. А.* Осадочные формации Горного Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1974. 189 с.

61. *Высоцкий Э. А.* Тектонические типы бассейнов калиенакопления. — В кн.: Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 23—29.

62. *Высоцкий Э. А., Гарецкий Р. Г., Кислик В. З.* Калиеносные бассейны мира. Минск, Наука и техника, 1988. 387 с.

63. *Гамянин Г. Н.* Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии. — В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, изд. ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 5—34.

64. *Гарьковец В. Г.* О закономерностях сингенетично-эпигенетического (металлогенического) рудообразования. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 940—943.

65. *Гатинский Ю. Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М., Недра, 1986. 195 с.

66. *Генезис* рудных месторождений/Ред. Б. Скиннер. Т. 1. М., Мир, 1984. 524 с.

67. *Геодинамика* внутриконтинентальных горных областей: Сб. науч. тр. Новосибирск, Наука, 1990. 384 с.

68. *Геодинамическая* карта Мира. М-б 1 : 45 000 000/Ред. А. А. Смыслов. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1987.

69. *Геодинамическая* карта СССР и прилегающих акваторий. М-б 1 : 2 500 000/Ред. Л. П. Зоненшайн, Н. В. Межеловский, Л. М. Натапов, 1989.

70. *Геодинамические* обстановки нефтегазоносных бассейнов СССР/В. Е. Хаин, К. А. Клещев, Б. А. Соколов, В. С. Шеин. — В кн.: Поиски нефти и газа. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1989, с. 23—34.

71. *Геодинамические* основы прогноза и поисков нефти и газа и их внедрение в практику геологоразведочных работ/К. А. Клещев, В. С. Шеин, В. Е. Хаин и др. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1990. 40 с.

72. *Геодинамический* анализ и металлогения/Н. В. Межеловский, Д. И. Мусатов, Л. М. Натапов, А. Л. Ставцев. — В кн.: Тектонические основы прогнозно-металлогенических исследований. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992, с. 4—12.

73. *Геологическое* строение и перспективы нефтегазоносности соляно-купольных бассейнов материков по геофизическим данным/Ред. Н. В. Неволин. М., 1977. 293 с.

74. *Геологическое* строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Л., Недра, 1985. 356 с.

75. *Геологическое* строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IV. Л., Недра, 1987. 448 с.

76. *Геологическое* строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VI, кн. 1. Л., Недра, 1989. 235 с.

77. *Геологическое* строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. X, кн. 2. Л., Недра, 1989. 619 с.

78. *Геология* и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах. М., Недра, 1980. 270 с.

79. *Геология* и металлогения Енисейского рудного пояса/Отв. ред. Г. Н. Бровков, Л. В. Ли, М. Л. Шерман. Красноярск, 1985. 291 с.

80. *Геология* и металлогения Каратау/Под ред. А. А. Абдулина и др. Алма-Ата, Наука, 1986—1987. Т. 1: Геология, 1986. 240 с.; т. 2: Металлогения, 1987. 246 с.

81. *Геология* и полезные ископаемые соленосных толщ/Отв. ред. В. И. Китык. Киев, Наук. думка, 1974. 240 с.

82. *Геология* континентальных окраин/Под ред. К. Берка, Ч. Дрейка. В 3 т. М., Мир, 1978—1979. Т. I, 1978. 356 с.; т. II, 1978. 372 с.; т. III, 1979. 402 с.

83. *Геология* окраинных бассейнов. М., Мир, 1987. 462 с.

84. *Геология* СССР. Т. V: Украинская ССР. Молдавская ССР. Ч. 1: Геологическое описание платформенной части. М., Недра, 1958. 1000 с.

85. *Геохимия* ландшафтов рудных провинций/А. И. Перельман, Е. Н. Борисенко, Н. С. Касимов и др. М., Наука, 1982. 261 с.

86. *Геохимия* экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования. М., изд. ВИМС, 1992. 139 с.

87. *Германов А. И.* Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 79—98.

88. *Гидрогенные* месторождения урана. Основы теории рудообразования/Ред. А. И. Перельман. М., Атомиздат, 1980. 270 с.

89. *Гидрогеология* Европы. В 2 т. Ред. Н. А. Маринов, Н. И. Толстихин. М., Недра, 1987. 236 с.

90. *Гидрогеология* СССР. Т. 1—45. М., Недра, 1966—1972. Свод. тома. Вып. 1—5. М., Недра, 1973—1978. Вып. 1. 156 с.; вып. 3. 279 с.; вып. 5. 264 с.

91. *Гидрогеохимическая* карта СССР. М-б 1 : 10 000 000: Объясн. зап./Ред. Е. А. Басков, С. В. Егоров, И. К. Зайцев. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1981.

92. *Гидрогеохимия* и палеогидрогеология типовых структурно-металлогенических зон (с осадочными и вулканогенными формациями)/Ред. Е. А. Басков. СПб., Недра, 1993. 252 с.

93. *Глубинное* строение и геодинамика литосферы/Гл. ред. А. А. Смыслов. Л., Недра, 1983. 276 с.

94. *Горевское* цинково-свинцовое месторождение/В. В. Кузнецов, В. Г. Пономарев, В. А. Акимцев и др. — Геология руд. м-ний, 1990, т. 32, № 5, с. 3—18.

95. *Горжевский Д. И., Конкин В. Д., Ручкин Г. В.* Роль органического вещества в рудообразовании. — Отеч. геология, 1994, с. 23—29.

96. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Изд. 2-е. М., Недра, 1987. 286 с.

97. *Грушевой Г. В., Григорьев К. А.* Некоторые особенности локализации стратиформных урановых месторождений. — В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания. М., 1979, с. 26—29.

98. *Грушко Я. М.* Вредные органические соединения в промышленных выбросах в атмосферу. Л., Химия, 1986. 207 с.

99. *Густафсон Л. Б., Уильямс Н.* Стратиформные месторождения меди, цинка, свинца в осадочных породах. — В кн.: Генезис рудных месторождений. Т. 1. М., Мир, 1984, с. 156—244.

100. *Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., Мир, 1971. 284 с.

101. *Девдариани А. С., Акивис Т. М.* Осадконакопление на окраинах океанов атлантического типа. М., Наука, 1989. 117 с.

102. *Джоридзе Н. М.* Геологические и физико-химические основы эксгаляционно-осадочного галогенеза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 3, с. 122—131.

103. *Дзоценидзе Г. С.* Влияние вулканизма на образование осадков. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., Недра, 1965, с. 24—43.

104. *Дзоценидзе Г. С.* Геологические условия формирования марганцевых месторождений Чиатуры и Квирильской депрессии. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М., Наука, 1980, с. 62—69.

105. *Динамика* и эволюция литосферы/Отв. ред. А. Л. Яншин, А. А. Беус. М., Наука, 1986. 231 с.

106. *Дистанов Э. Г., Пономарев В. Г.* О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения. — Геология и геофизика, 1980, № 12, с. 27—36.

107. *Домбровская Ж. В., Калинин В. В., Смольянинова В. Н.* Условия формирования марганцевых месторождений в осадочных комплексах. — В кн.: Рудоносность осадочных комплексов. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1989, с. 199—208.

108. *Доу Б., Стейн Дж.* Обзор исследований по применению изотопов свинца для решения проблемы происхождения руд и оценка возможности поисков рудных месторождений. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., Мир, 1977, с. 11—57.

109. *Драгунов В. И.* Геологическое строение западного обрамления Тунгусской синеклизы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1959, вып. 23, с. 44—59.

110. *Драгунов В. И.* Туруханский и Игарский районы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2: Верхний докембрий. М., 1963, с. 318—331.

111. *Егоров А. И.* Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростов. ун-та, 1960. 182 с.

112. *Емельянов Е. М.* Осадки застойных бассейнов Средиземного моря. — Океанология, 1992, т. 32, вып. 3, с. 567—575.

113. *Ефремов И. А.* Фауна наземных позвоночных в пермских медистых песчаниках Западного Приуралья. М., Изд-во АН СССР, 1954. 415 с. (Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 54).

114. *Жарков М. А.* История палеозойского соленакопления. Новосибирск, Наука, 1978. 272 с.

115. *Жарков М. А.* Этапы эвапоритового седиментогенеза в истории Земли. — В кн.: Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск, Наука, 1991, с. 3—23.

116. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976. 302 с.

117. *Жмодик С. М., Кулшков А. А., Шестель С. Т.* Распределение золота в черных сланцах Витимо-Патомского района (по данным авторадиографии). — Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 2, с. 67—76.

118. *Зайцев И. К.* Гидрогеохимия СССР. Л., Недра, 1986. 239 с.

119. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных (лечебных и промышленных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972. 230 с.

120. *Закономерности* размещения и критерии поисков калийных солей СССР/Н. М. Джиноридзе, С. Д. Гемп, А. Ф. Горбов, В. И. Раевский. Тбилиси, изд. КИМС, 1980. 374 с.

121. *Закономерности* размещения и условия формирования месторождений газовой серы/М. С. Гуревич, Г. А. Беленицкая, Т. А. Мишнина и др. Л., Недра, 1980. 238 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 301).

122. *Зейболд Е., Бергер В.* Дно океана. Введение в морскую геологию. М., Мир, 1984. 320 с.

123. *Злобин В. А.* Геохимические особенности рудовмещающих черносланцевых толщ Енисейского кряжа. — В кн.: Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1989, с. 105—142.

124. *Золотарев А. Г.* Влияние новейшего внутриконтинентального орогенеза на платформы. — В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 103—112.

125. *Зоненшайн Л. П., Ле Пишон К.* Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей — остатки мезозойских тыловых бассейнов. — В кн.: История океана Тетис. М., Наука, 1987, с. 74—93.

126. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В.* Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое. — Геотектоника, 1987, № 3, с. 16—27.

127. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М., Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.; кн. 2. 334 с.

128. *Зорькин Л. М.* Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1973. 224 с.

129. *Зорькин Л. М.* Гидрогеологические условия эмиграции углеводородов. — В кн.: Энергия и механизм первичной миграции углеводородов. М., Наука, 1988, с. 22—27.

130. *Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.* Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород. — Сов. геология, 1984, № 2, с. 90—100.

131. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М., Недра, 1972. 328 с.

132. *Ильин А. В.* Древние фосфориты платформы Янцзы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 11, с. 108—122.

133. *Ильин А. В.* Фосфориты Китая/Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М., изд. ВИЭМС, 1986. 51 с.

134. *Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Суплецов В. М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск, Наука, 1980. 232 с.

135. *Иогансон А. К.* Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны. Автореф. канд. дис. Л., 1978. 26 с.

136. *Казьмин В. Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М., Наука, 1987. 204 с.

137. *Казьмин В. Г.* Коллизии и рифтогенез в истории океана Тетис. — Геотектоника, 1989, № 5, с. 14—23.

138. *Капченко Л. И.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. Л., Недра, 1983. 263 с.

139. *Капченко Л. И.* Нефтегазовая гидрогеология нижних частей разреза осадочных нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Критерии и методы прогнозирования нефтегазоносности больших глубин. Л., Изд-во ВНИГРИ, 1990, с. 35—50.

140. *Карта* сейсмического районирования СССР. М-б 1 : 5 000 000: Объясн. зап./Отв. ред. М. А. Садовский. М., Наука, 1984. 31 с.

141. *Карта* теплового потока и гидротермального оруденения в мировом океане. М-б 1 : 20 000 000: Объясн. зап./Отв. ред. И. С. Грамберг, А. А. Смыслов. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1988. 151 с.

142. *Карцев А. А., Вагин С. Б., Матусевич В. М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1986. 224 с.

143. *Кеннетт Дж. П.* Морская геология. В 2 т. М., Мир, 1987. Т. 1. 397 с.; т. 2. 384 с.

144. *Кизильштейн Л. Я.* Металлы в органическом веществе ископаемых углей. — В кн.: Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. М., Недра, 1983, с. 46—75.

145. *Кириллов В. Е., Горошко М. В., Соломатин Г. Б.* Тантал, ниобий и бериллий в аргиллизированных вулканитах Улканского прогиба. — Тр. ассоц. «Дальнедра» (Хабаровск), 1992, вып. 2, с. 86—92.

146. *Кириллова Г. Л.* Кайнозойские осадочные бассейны Восточно-Китайского моря: строение и эволюция. — Тихоокеан. геология, 1991, № 5, с. 64—83.

147. *Кирюхин В. А., Толстихин И. И.* Региональная гидрогеология. М., Недра, 1987. 362 с.

148. *Кирюхин В. А., Коротков А. И., Шварцев С. Л.* Гидрогеохимия. М., Недра, 1993. 383 с.

149. *Китаев И. В.* Золообразующие и малые элементы углей Дальнего Востока. Владивосток, 1989. 138 с.

150. *Клер В. Р., Ненахова В. Ф.* Парагенетические комплексы полезных ископаемых угленосных и сланценосных толщ. М., Наука, 1981. 175 с.

151. *Клер В. Р., Ненахова В. Ф., Сапрыкин Ф. Я.* Металлогения и геохимия сланценосных и угленосных толщ СССР. М., Наука, 1988. 256 с.

152. *Князев И. И.* Закономерности распределения цинково-свинцового оруденения в Каратау (Южный Казахстан). — В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН СССР, 1960, с. 379—400.

153. *Князев Г. И., Шевченко О. С., Лазаренко Ю. М.* До генезису марганцевых руд Нікопольського родовища. — Допов. АН УРСР. Сер. Б: геол., геофиз., хім., біол., 1973, № 12, с. 1065—1069.

154. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1985. 223 с.

155. *Ковалевич В. М.* Галогенез и химическая эволюция океана в фанерозое. Киев, Наук. думка, 1990. 156 с.

156. *Колмогоров А. Н.* Решение одной задачи из теории вероятностей, связанной с вопросом о механизме слоеобразования. — Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 6, с. 693—696.

157. *Конищев В. С.* Тектоника областей галогенеза древних платформ. Минск, Наука и техника, 1980. 240 с.

158. *Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Кузнецова Т. П.* Холоднинское свинцово-цинковое месторождение в Северном Прибайкалье (Восточная Сибирь). — Геология руд. м-ний, 1993, т. 35, № 1, с. 3—15.

159. *Коновалов И. В.* Условия образования золоторудной метаморфогенно-гидротермальной минерализации Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1985. 96 с.

160. *Кононов В. И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М., Наука, 1983. 216 с.

161. *Константинов М. М.* Провинции благородных металлов. М., Недра, 1991. 169 с.

162. *Континентальный* и океанский рифтогенез/Отв. ред. Ю. М. Пущаровский. М., Наука, 1985. 224 с.

163. *Конюхов А. И.* Обстановки накопления осадков и их отражение в геоформациях материковых окраин. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 64—96.

164. *Конюхов А. И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. М., Недра, 1987. 222 с.

165. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973. 300 с.

166. *Кореневский С. М.* Эвапориты и рудогенез. — Литология и полез. ископаемые, 1993, № 4—5, с. 51—62 и 81—92.

167. *Коробейников А. Ф.* Сравнительный анализ золотоносности черносланцевых толщ разновозрастных структур земной коры. — Геохимия, 1995, № 1, с. 82—98.

168. *Корреляция* разнофациальных толщ при поисках нефти и газа/М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовской, Г. Ф. Ульмишек. М., Недра, 1989. 299 с.

169. *Костин Ю. П., Мейтов Е. С.* К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 1, с. 112—119.

170. *Костин Ю. П., Шарова И. Г., Бурьянов Л. В.* Закономерности распределения рассеянных элементов в углях одного германийугольного месторождения. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., Наука, 1973, с. 182—194.

171. *Кошкин В. Я.* Карбон и пермь Казахстана (стратиграфия и палеотектоника). Автореф. докт. дис. Л., 1991. 51 с.

172. *Крайнов С. Р., Швец В. М.* Гидрогеохимия. М., Недра, 1992. 463 с.

173. *Крамаренко Л. Е.* Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. Л., Недра, 1983. 181 с.

174. *Кривцов А. И.* Прикладная металлогения. М., Недра, 1989. 288 с.

175. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1986. 761 с.

176. *Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.* Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — БМОИП. Отд-ние геол., 1970, т. 45, вып. 5, с. 27—42.

177. *Курбанов Н. К.* Критерии прогноза и поисков глубокозалегающих колчеданно-медно-полиметаллических месторождений в терригенных комплексах. — Тр. ЦНИГРИ, 1983, вып. 186, с. 48—53.

178. *Курбанов Н. К., Бирюков А. П.* Условия накопления эксгаляционно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа. — Тр. ЦНИГРИ, 1977, вып. 126, с. 64—73.

179. *Кучерук Е. В., Алиева Е. Р.* Рифтогенез и нефтегазоносность. М., изд. ВИНИТИ, 1991. 241 с. (Итоги науки и техники. Сер. М-ния горюч. полез. ископаемых. Т. 19).

180. *Кучерук Е. В., Алиева Е. Р.* Современное состояние классификации осадочных нефтегазоносных бассейнов. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1983. 88 с. (Обзор. информ. Сер. Нефтегаз. геология и геофизика).

181. *Кучерук Е. В., Ушаков С. А.* Тектоника плит и нефтегазоносность. М., изд. ВИНИТИ, 1985. 200 с. (Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли, № 8).

182. *Кэннон Р. С., Пирс А. П., Антвейлер Дж. К.* Применение изотопов свинца при поисках месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Геохимические поиски. М., Мир, 1973, с. 228—236.

183. *Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В.* Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983. 320 с.

184. *Лапшин М. М., Забиров Ю. А.* Геохимическая зональность стратиформного полиметаллического оруденения в карбонатных породах Енисейского кряжа (на примере Моренихинского рудопроявления). — В кн.: Геохимические критерии прогнозной оценки оруденения. Новосибирск, Наука, 1990, с. 161—163.

185. *Лебедев Б. А.* Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л., Недра, 1992. 239 с.

186. *Левин Л. Э.* Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1979. 216 с.

187. *Левин Л. Э.* Геология осадочного чехла дна морей и океанов. М., Недра, 1984. 251 с.

188. *Левин Л. Э.* Седиментационные бассейны переходных зон: общая характеристика, количественные параметры. — В кн.: Строение и движения зон перехода от континента к океану. М., 1986, с. 105—110.

189. *Левин Л. Э.* Глобальные и региональные закономерности строения осадочного чехла дна морей и океанов. — В кн.: Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М., 1987, с. 28—36.

190. *Левитан М. А.* Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана. — БМОИП. Отд-ние геол., 1980, т. 55, № 3, с. 111—116.

191. *Ленский* золоторудный район. Т. 1: Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности/Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер, Т. П. Жаднова и др. М., 1971. 163 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 85).

192. *Леонов М. Г.* Дикий флиш Альпийской области. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1975, вып. 199. 139 с.

193. *Леонов М. Г.* Безофиолитовые коллизионные швы. — Геология и разведка, 1990, № 3, с. 3—13.

194. *Ле Пишон К.* Впадины Средиземного моря. — В кн.: История и происхождение окраинных и внутренних морей. М., Наука, 1984, с. 73—90 (27-й МГК. Доклады. Т. 6, ч. II).

195. *Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.

196. *Ли Л. В., Шохина О. И.* Распределение золота в протерозойских осадочно-метаморфических породах Енисейского кряжа. — В кн.: Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. Новосибирск, 1974, с. 27—37. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 145).

197. *Лисицын А. П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988. 310 с.

198. *Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гуревич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М., Наука, 1990. 256 с.

199. *Литвин В. М.* Морфоструктура дна океанов. Л., Недра, 1987. 275 с.

200. *Лихт Ф. Р.* Окраинно-морской седиментогенез Востока Азии в свете принципа актуализма. — Тихоокеан. геология, 1991, № 3, с. 31—44.

201. *Лобковский Л. И., Хаин В. Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение. — Геотектоника, 1989, № 6, с. 28—43.

202. *Логачев Н. А., Шерман С. И., Леви К. Г.* Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью. — В кн.: Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., Наука, 1987, с. 97—108.

203. *Ломизе М. Г.* Региональные и глобальные события в развитии кавказской геосинклинали. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М., Наука, 1987, с. 21—34.

204. *Лурье А. М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М., Наука, 1988. 182 с.

205. *Лысак О. С.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988. 200 с.

206. *Максимова М. Ф., Шмариович Е. М.* Пластово-инфильтрационное рудообразование. М., Недра, 1993. 160 с.

207. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975. 216 с.

208. *Маркевич П. В.* Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М., Наука, 1978. 144 с.

209. *Медные* месторождения Уайт-Пайн в сланцах Нонсач, штат Мичиган/К. О. Эйсайн, мл., У. С. Уайт, Дж. К. Райт и др. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., Мир, 1972, с. 602—627.

210. *Медный* пояс Северной Родезии/Гл. ред. Ф. Мендельсон. М., ИЛ, 1963. 474 с.

211. *Мейен С. В.* Основы палеоботаники. М., Недра, 1987. 403 с.

212. *Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М., Мир, 1985. 360 с.

213. *Металлогенические* комплексы и закономерности их проявления. Металлогения Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1983. 208 с.

214. *Металлогения* Украины и Молдавии/Отв. ред. Я. Н. Белевцев. Киев, Наук. думка, 1974. 507 с.

215. *Металлоносность* подземных вод осадочных и вулканогенных формаций/Е. А. Басков, С. А. Вересов, С. П. Суриков, Н. К. Федорова. М., изд. ВИЭМС, 1988. 48 с.

216. *Метаморфизм* углей Южно-Якутского бассейна. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности/

В. И. Фролов, В. М. Власов, С. С. Каримова и др. Л., 1979, с. 82—87. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 306).

217. *Метаморфизм* южноякутских углей/В. В. Кулаков, Ю. В. Степанов, В. В. Скороход, Б. В. Судаков. — Сов. геология, 1986, № 4, с. 24—29.

218. *Методика* крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов/В. А. Ваганов, А. Г. Волчков, М. М. Константинов и др. М., изд. ЦНИГРИ, 1989. 275 с.

219. *Методические* основы прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений/Д. И. Горжевский, Н. К. Курбанов, Е. И. Филатов, Г. В. Ручкин. М., Недра, 1987. 229 с.

220. *Методические* рекомендации по исследованию геолого-геохимических критериев оценки осадочных и вулканогенно-осадочных формаций на редкие и сопутствующие металлы. М., изд. ИМГРЭ, 1990. 55 с.

221. *Методические* рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам скрытых медно-колчеданных месторождений/А. И. Кривцов и др. М., изд. ЦНИГРИ, 1982. 54 с.

222. *Методическое* руководство по изучению и оценке месторождений угля на германий и другие редкие элементы. М., Недра, 1967. 311 с.

223. *Методы* формационного анализа угленосных толщ. М., Недра, 1975. 200 с.

224. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 276 с.

225. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез на древних платформах. М., Недра, 1983. 280 с.

226. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли: рифтогенез в подвижных поясах. М., Недра, 1987. 297 с.

227. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойской геодинамике. — Геотектоника, 1991, № 1, с. 3—20.

228. *Милановский Е. Е., Никишин А. М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс. — БМОИП. Отд-ние геол., 1988, т. 63, вып. 4, с. 3—15.

229. *Мирлин Е. Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М., Недра, 1985. 240 с.

230. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир, 1984. 496 с.

231. *Молчанов В. И., Горцов А. А.* Моделирование нефтегазообразования. Новосибирск, Наука, 1992. 246 с.

232. *Монин А. С., Сорохтин О. Г.* О механизме спрединга в активных краевых морях. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 5, с. 1101—1103.

233. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. М., Наука, 1987. 303 с.

234. *Надирадзе В. Р.* К вопросу об источнике Mn в осадочных месторождениях палеогена. — В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М., 1980, с. 94—103.

235. *Наркелюн Л. Ф., Салихов В. С., Трубачев А. И.* Медистые песчаники и сланцы мира. М., Недра, 1983. 414 с.

236. *Наумов С. С., Шумилин М. В.* Основные промышленные типы урановых месторождений стран содружества, опыт их поисков, ускоренной разведки и подготовки к освоению. — Разведка и охрана недр, 1992, № 5, с. 5—7.

237. *Наумов С. С., Шумилин М. В.* Уран России: история и перспективы. — Минер. ресурсы России, 1993, № 2, с. 46—48.

238. *Неметаллические* полезные ископаемые СССР: Справ. пособие/Под ред. В. И. Петрова. М., Недра, 1984. 407 с.

239. *Нефтегазоносность* подсолевых отложений/А. А. Аксенов, Б. Д. Гончаренко, М. К. Калинко и др. М., 1985. 205 с.

240. *Нефтегазоносные* осадочные бассейны/Н. Б. Вассоевич, А. А. Геодекян, Л. М. Зорькин и др. — В кн.: Горючие ископаемые. М., Наука, 1972, с. 14—24. (МГК, 24-я сес. Докл. сов. геологов).

241. *Николаев Н. И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М., Недра, 1988. 491 с.

242. *Обстановки* осадконакопления и фации. В 2 т./Под ред. Х. Рединга. М., Мир, 1990. Т. 1. 351 с.; т. 2. 381 с.

243. *О возможности* выявления гидрогенного платиноидного оруденения в чехле юго-восточной части Западно-Сибирской плиты/Г. М. Шор, Г. В. Дитмар, Н. И. Комарова и др. — В кн.: Платина России. М., АОЗТ «Геоинформмарк», 1995, с. 89—92.

244. *Овчинников А. М.* Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. — БМОИП. Отд-ние геол., 1957, т. 32, вып. 5, с. 126—142.

245. *Овчинников Л. Н.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 100—120.

246. *Озера* МНР и их минеральные ресурсы/А. А. Рассказов, Ш. Лувсандорж, Д. В. Севастьянов и др., М., Наука, 1991. 136 с.

247. *Озол А. А.* Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М., Наука, 1983. 207 с.

248. *Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М., Недра, 1984. 460 с.

249. *Ольховик Н. В.* Зависимость характера металлоносности углей от общей металлогении угленосных провинций. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., Наука, 1973, с. 195—199.

250. *Осадочные* формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Н. Н. Предтеченский, А. В. Македонов, А. Д. Петровский и др. Л., Недра, 1984. 228 с.

251. *Основные* закономерности углеобразования на территории СССР/Под ред. Н. В. Шабарова. Л., Недра, 1975. 335 с.

252. *Основные* проблемы соленакопления/Под ред. А. Л. Яншина, М. А. Жаркова. Новосибирск, Наука, 1981. 205 с.

253. *Основы* генетической классификации битумов/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. Л., Недра, 1964. 267 с.

254. *Основы* гидрогеологии. Т. 1—6. Новосибирск. Наука, 1980—1984. Т. 1. 231 с.; т. 3. 286; т. 4. 239; т. 5. 241; т. 6. 231.

255. *Охапкин Н. А., Бровков Г. И.* Рудные формации, минеральные типы месторождений и рудопроявлений Енисейского полиметаллического пояса. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск, Краснояр. книж. изд-во, 1976, с. 31—38.

256. *Павлов Д. И.* Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., Наука, 1975. 246 с.

257. *Палеогидрогеохимические* исследования. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Е. А. Басков (ред.). Л., Недра, 1985. 251 с.

258. *Парагенезис* металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов/Д. И. Горжевский, А. А. Карцев, Д. И. Павлов и др. М., Недра, 1990. 268 с.

259. *Пашкова Е. А., Данилова Е. А., Василевская Н. А.* Роль гуминовых кислот в формировании сингенетичной золотоносности морских осадочных углеродистых толщ. — Геохимия, 1989, № 6, с. 798—806.

260. *Пересторонин А. Н.* О природе флишоидных и кремнистых мезозойских отложений в Дальнегорском рудном районе. — Тихоокеан. геология, 1986, № 5, с. 117—119.

261. *Петриченко О. И.* Физико-химические условия осадкообразования в древних солеродных бассейнах. Киев, Наук. думка, 1988. 128 с.

262. *Петров В. Г.* Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа. — В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Наука, 1977, с. 21—34.

263. *Петрография* углей СССР. Основы петрографии углей и методы угленетрографических исследований/И. Б. Волкова, И. Э. Вальц, О. И. Гаврилова и др. Л., Недра, 1982. 191 с.

264. *Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л., Недра, 1975. 195 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 215).

265. *Подземные* воды и эволюция литосферы: Мат-лы Всесоюз. конф. В 2 т. М., Наука, 1985. Т. 1. 280 с.; т. 2. 488 с.

266. *Пономарев В. Г., Забиров Ю. А.* Поисковые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1988. 141 с.

267. *Попов В. В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980. 248 с.

268. *Попов В. И., Запрометов В. Ю.* Генетическое учение о геологических формациях. М., Недра, 1985. 457 с.

269. *Попов В. И., Шпора А. Д.* Принципы динамического формационного и литолого-геохимического прогнозирования осадочных месторождений. — В кн.: Осадочные формации Средней Азии. М., Наука, 1988, с. 221—231.

270. *Предтеченский И. Н.* Методика составления литолого-стратиграфических схем платформенных областей. — Отечеств. геология, 1992, № 2, с. 91—100.

271. *Прибайкальский* полиметаллический рудный пояс/А. А. Тычинский, Е. П. Акульшина, М. В. Баулина и др. Новосибирск, Наука, 1984. 134 с.

272. *Проблемы* соленакопления. В 2 т./Под ред. А. Л. Яншина, М. А. Жаркова. Новосибирск, Наука, 1977. Т. 1. 256 с.; т. 2. 327 с.

273. *Проблемы* формирования и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов. СПб., Изд-во СПбГУ, 1994. 149 с.

274. *Прогноз* качества углей в бассейнах с широким проявлением магматизма: Метод. рекомендации/О. И. Гаврилова, А. Б. Гуревич, В. Г. Шевелев, С. Б. Шишлов. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 74 с.

275. *Прогнозирование* и поиски месторождений горно-химического сырья/А. А. Озол, А. С. Михайлов, И. Н. Тихвинский и др. М., Недра, 1990. 223 с.

276. *Прогнозно-поисковые* типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау/Г. Е. Шинкарев, О. Е. Власов, Л. В. Асанова, К. А. Асмиева. — В кн.: Геолого-генетические особенности месторождений цветных и черных металлов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во Каз.ИМС, 1990, с. 21—30.

277. *Пущаровский Ю. М., Хераскова Г. Н.* Типы и формации океанических и палеоокеанических бассейнов. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1987, № 417, с. 4—34.

278. *Радиогидрогеологические* исследования при прогнозировании и поисках урановых месторождений, связанных с зонами пластового окисления/Г. М. Шор, Н. И. Комарова, Е. М. Шмарович и др. Л., Недра, 1988. 168 с.

279. *Разломообразование* в литосфере. Зоны растяжения/С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. Новосибирск, Наука, 1992. 232 с.

280. *Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика эволюции континентальных рифтов. — В кн.: Тектоника. М., Наука, 1984, с. 78—109 (27-й МГК. Доклады. Т. 7).

281. *Рифогенные* и сульфатоносные формации фанерозоя СССР/Г. А. Беленицкая, Н. М. Задорожная, А. К. Иогансон и др. М., Недра, 1990. 291 с.

282. *Рожнов А. А.* Сравнительная характеристика марганцевых месторождений атасуйского и никопольско-чиатурского типа. — В кн.: Геология и геохимия марганца. М., Наука, 1982, с. 116—121.

283. *Рожнов А. А.* Месторождения Атасуйского рудного района и их перспективы. Автореф. докт. дис. Алма-Ата, 1988. 32 с.

284. *Роль* литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне/Л. В. Ли, Г. П. Круглов, О. И. Шохина, Б. Н. Вербицкий. — Геология руд. м-ний, 1984, т. 26, № 1, с. 83—114.

285. *Романовский С. И.* Исследование динамических особенностей седиментации туронского флиша Северо-Западного и Центрального Кавказа. Автореф. канд. дис. Л., 1969. 23 с.

286. *Романовский С. И.* О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 3, с. 29—37.

287. *Романовский С. И.* Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976. 175 с.

288. *Романовский С. И.* Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 408 с.

289. *Романовский С. И.* О путях построения единой теории седиментационной цикличности. — В кн.: Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск, Наука, 1978, с. 120—137.

290. *Романовский С. И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л., Недра, 1985, 263 с.

291. *Романовский С. И.* Субдукция (седиментологический контроль). — Геотектоника, 1988, № 2, с. 92—101.

292. *Романовский С. И.* Физическая седиментология. Л., Недра, 1988. 240 с.

293. *Романовский С. И.* Прямая задача литогеодинамики. — Докл. АН СССР, 1991, т. 319, № 2, с. 442—446.

294. *Романовский С. И., Тараканов А. С., Бергер В. И.* Литогеодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций (методические рекомендации). Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1990. 115 с.

295. *Романовский С. И., Тараканов А. С., Феоктистов В. П., Щеглов А. Д.* Геодинамика и минерагения осадочных бассейнов (пути решения проблемы). — Регион. геология и металлогения, 1993, № 1, с. 63—76.

296. *Ронов А. Б.* Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.

297. *Рубанов И. В.* Геохимическая специализация современного континентального галогенеза. — В кн.: Общие проблемы галогенеза. М., Наука, 1985, с. 74—82.

298. *Рудич Е. М.* Расширяющиеся оксаны: факты и гипотезы. М., Недра, 1984. 251 с.

299. *Рудные* месторождения США. В 2 т./Ред. Д. Ридж. М., Мир, 1972—1973. Т. 1. 660 с.; т. 2. 636 с.

300. *Рудные* формации: месторождения руд свинца и цинка. (Металлогения Казахстана [IV].)/А. А. Абдуллин, А. К. Каюпов, В. Г. Ли и др. Алма-Ата, Наука, 1978. 266 с.

301. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981. 424 с.

302. *Рудоносность* осадочных комплексов/Ред. Б. М. Михайлов, В. А. Нарсеев, В. Н. Холодов. Л., 1989. 211 с. (МГК, 28-я сес. Докл. сов. геологов).

303. *Рыцк Е. Ю.* Факторы контроля стратиформных свинцово-цинковых месторождений Олокитской зоны (Северное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1991. 26 с.

304. *Садоян А. А.* Особенности образования флишевой формации датского яруса эоцена Армянской ССР и сопредельных районов. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 2, с. 43—56.

305. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 343 с.

306. *Сапожников Д. Г.* Об условиях образования марганцевых месторождений юга Русской платформы и Крымско-Кавказской геосинклинали. — Геология руд. м-ний, 1967, т. 9, № 1, с. 74—87.

307. *Сарбеева Л. И., Кошеварова З. Б.* Новые данные о восстановленности и метаморфизме углей Кизеловского бассейна. — Химия твердого топлива, 1990, № 2, с. 3—9.

308. *Сатпаева М. К.* Условия формирования и минералогические особенности промышленных месторождений медистых песчаников Казахстана. Автореф. докт. дис. Алма-Ата, 1987. 32 с.

309. *Седлецкий В. И., Байков А. А., Бойко Н. И.* Особенности строения и образования эвапоритовых формаций. — В кн.: Литология (осадочные породы). М., Наука, 1984, с. 63—69. (27-й МГК. Доклады. Т. 4).

310. *Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С.* О взаимосвязи галогенного и биогермного осадконакопления. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 8—21.

311. *Сейсмическая* стратиграфия. В 2 т. М., Мир, 1982. Т. 1. 370 с.; т. 2. 337 с.

312. *Селли Р. К.* Введение в седиментологию. М., Недра, 1981. 370 с.

313. *Сидоров А. А.* Золоторудные формации Северо-Востока России. — Докл. РАН, 1995, т. 340, № 1, с. 85—88.

314. *Сидоров А. А., Томсон И. Н.* Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений. — Тихоокеан. геология, 1989, № 6, с. 97—102.

315. *Силл Д. Р., Вейль Л. Р., Уолтон Дж. Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М., Мир, 1978, с. 276—290.

316. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967. 232 с.

317. *Скрипченко Н. С.* Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М., Недра, 1989. 208 с.

318. *Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология руд. м-ний, 1970, т. 12, № 6, с. 3—15.

319. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982. 669 с.

320. *Современная* динамика литосферы континентов/Под ред. Н. А. Логачева, В. С. Хромовских. В 2 кн. М., Недра, 1989—1991. Кн. 1: Методы изучения. 1989. 278 с. Кн. 2: Платформы. 1991. 279 с.

321. *Современная* тектоническая активность Земли и сейсмичность/Отв. ред. Ю. М. Пущаровский. М., Наука, 1987. 222 с.

322. *Современная* тектоническая активность территории СССР/Отв. ред. Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин. М., Наука, 1984. 96 с.

323. *Современное* карбонатообразование/Под ред. В. Н. Холодова. М., 1976. 100 с. (Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. Т. 7).

324. *Созанский В. И.* Геология и генезис соленосных образований. Киев, Наук. думка, 1973. 200 с.

325. *Соколин Х. Г.* Геология и нефтегазоносность солянокупольных областей. М., Наука, 1976. 148 с.

326. *Соколов А. С.* Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы. — Тр. ГИГХС, 1959, вып. 5, с. 237—267.

327. *Соколов Б. А.* Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М., Наука, 1980. 243 с.

328. *Соколов С. К.* Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения. Автореф. канд. дис. М., 1992. 27 с.

329. *Соленакопление* и соленосные отложения осадочных бассейнов/Под ред. М. К. Калинко. М., Недра, 1972. 204 с.

330. *Солодов И. А.* Концепция экстренного обеспечения России редкими металлами. — Минер. ресурсы России, 1993, № 4, с. 22—26.

331. *Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты. М., Мир, 1988. 480 с.

332. *Сорохтин О. Г.* Теория тектоники литосферных плит — современная геологическая теория. М., Знание, 1984. 40 с.

333. *Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И.* Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 5, с. 3—10.

334. *Справочное* пособие по стратиформным месторождениям/Под ред. Л. Ф. Наркелюна, А. И. Трубачева. М., Недра, 1990. 391 с.

335. *Степанов П. И.* Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов углей на земном шаре. — Тр. 17-й сес. МГК, 1939, вып. 1, с. 279—301.

336. *Степанов И. И.* Теория поясов и узлов угленакопления. — В кн.: Юбилейный сборник XXX лет ВОСР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, с. 172—193.

337. *Стефанова Е. И., Мазор Ю. Р.* Вещественно-петрографический состав и условия образования углей Тунгусского бассейна. — В кн.: Петрография и генезис угля. Т. 4. М., Наука, 1979, с. 180—184.

338. *Столяров А. С., Ивлева Е. И.* Урановo-редкометальные месторождения, связанные с пластовыми концентрациями костного детрита рыб. — В кн.: Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М., Наука, 1995, с. 200—222.

339. *Стратифицированные* месторождения меди СССР/Ю. А. Богданов, Е. В. Бурьянова, Э. И. Кутырев и др. Л., Недра, 1973. 312 с.

340. *Стратиформное* свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах Енисейского кряжа (на примере Моряниxинского рудопроявления)/Н. Х. Брандпер, Ю. А. Забиров, В. Г. Пономарев, А. П. Хохлов. — Геология и геофизика, 1985, № 2, с. 58—63.

341. *Стратиформное* урано-битумно-сульфидное месторождение в карбонатных породах верхнего карбона Среднего Поволжья/В. М. Тюленева, Г. В. Комарова, В. Ф. Пеньков, Р. В. Голева. — В кн.: Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М., Наука, 1995, с. 127—143.

342. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1. 212 с.; т. 2. 573 с.; т. 3. 549 с.

343. *Стрельцов М. И.* О кривизне островных дуг и глубине желобов северо-западной части Тихого океана. — Тихоокеан. геология, 1988, № 3, с. 117—120.

344. *Структурная* геология и тектоника плит. Т. 1/Под ред. К. Сейферта. М., Мир, 1990. 315 с.

345. *Тараканов А. С.* Геодинамика образования меловых угленосных формаций Колымо-Индигирской провинции. — В кн.: Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1988, с. 150—157.

346. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977. 110 с.

347. *Тектоника* осадочных бассейнов Северной Евразии: Тез. докл. М., изд. ГИН РАН, 1995. 210 с.

348. *Тектоническая* карта мира. М-б 1 : 45 000 000/Ред. Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин. М., 1982.

349. *Тектоническая* карта Украинской ССР и Молдавской ССР. М-б 1 : 500 000/Гл. ред. В. В. Глушко. 1988. 20 л.

350. *Угленосная* формация Печорского бассейна. Л., Наука, 1990. 177 с.

351. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980. 464 с.

352. *Уильямс К. Е., Мак-Ардл П.* Ирландия. — В кн.: Минеральные месторождения Европы. Т. 1. М., Мир, 1982, с. 515—556.

353. *Условия* нефтегазообразования на больших глубинах/Отв. ред. В. В. Семенович, С. Г. Неручев, О. К. Бажснова. М., Наука, 1988. 248 с.

354. *Ушаков С. А., Ясаманов Н. А.* Дрейф материков и климаты Земли. М., Мысль, 1984. 206 с.

355. *Уеда С.* Окраины глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М., Мир, 1978, с. 170—191.

356. *Уеда С.* Происхождение задуговых бассейнов. — Геодинам. исслед., 1988, № 11, с. 5—14.

357. *Федорчук В. П.* Геология ртути. М., Недра, 1983. 270 с.

358. *Феоктистов В. П.* Генезис месторождений типа медистых песчаников. — Тр. Ташк. ун-та, 1972, вып. 432, с. 200—202.

359. *Феоктистов В. П.* Меденосность докембрийских отложений Угуйской зоны. — Геология руд. м-ний, 1986, т. 28, № 1, с. 65—72.

360. *Феоктистов В. П.* Некоторые вопросы генезиса стратиформационных месторождений меди, свинца и цинка в осадочных комплексах. — В кн.: Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М., Наука, 1986, с. 73—78.

361. *Феоктистов В. П.* О Витимо-Олёкминском поясе эпикратонных меденосных прогибов. — Геология и геофизика, 1992, № 4, с. 9—17.

362. *Феоктистов В. П., Кочин Г. Г.* О некоторых особенностях локализации стратифицированных месторождений меди. — Геология руд. м-ний, 1970, т. 12, № 6, с. 80—91.

363. *Феоктистов В. П., Крамаренко Л. Е.* О природе серой окраски пород Джезказганского месторождения. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 3, с. 119—125.

364. *Феоктистов В. П., Аншатов И. А., Норман А.* Металлогения Западной Кубы. — Геология руд. м-ний, 1982, т. 24, № 4, с. 69—80.

365. *Феоктистов В. П., Иоганссон А. К., Неклюдов А. Г.* Металлогения осадочных бассейнов. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. 74 с.

366. *Феоктистов В. П., Обретенов П. Д., Стойков Хр. М.* Металлогения структурно-формационных комплексов Болгарии. — Геология руд. м-ний, 1989, т. 31, № 2, с. 3—14.

367. *Филиппов В. А.* О генезисе и структурном контроле медного оруденения в верхнепермских отложениях Приуралья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 5. Уфа, Башк. книж. изд-во, 1972, с. 226—233.

368. *Фишер А.* Два суперцикла фанерозоя. — В кн.: Катастрофы и история Земли: Новый униформизм/Под ред. У. Берггрена, Дж. Ван Кауверинга. М., Мир, 1986, с. 133—155.

369. *Флоренский П. В.* Перерывы и формации. — БМОИП. Отд-ние геол., 1987, вып. 6, с. 65—68.

370. *Флюидодинамический* фактор в тектонике и нефтегазоносности осадочных бассейнов. М., Наука, 1989.

371. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М., Мир, 1989. 590 с.

372. *Формирование* подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов. В 2 т. М., Наука, 1982. Т. 1. 432 с.; т. 2. 368 с.

373. *Фролов В. Т.* Генетическая типизация морских отложений. М., 1984. 222 с.

374. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. М., Недра, 1971—1985. Вып. 1: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. 1971. 548 с. Вып. 2: Внеальпийская Европа и Западная Азия. 1977. 359 с. Вып. 3: Внеальпийская Азия и Австралия. 1979. 356 с. Вып. 4: Альпийский Средиземноморский пояс. 1984. 344 с. Вып. 5: Океаны. Синтез. 1985. 292 с.

375. *Хаин В. Е.* Мобилизм в современной геологии: прогресс, проблемы, перспективы. — Вестн. АН СССР, 1983, № 3, с. 108—121.

376. *Хаин В. Е.* Тектоника плит двадцать лет спустя (размышления о прошлом, настоящем и будущем). — Геотектоника, 1988, № 6, с. 3—17.

377. *Хаин В. Е.* Общие закономерности развития земной коры в мезозое и кайнозое. Ст. 1: Распад Пангеи и формирование молодых океанов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1990, № 11, с. 3—18.

378. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. М., Недра, 1988. 382 с.

379. *Хаин В. Е., Михайлов А. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1985. 326 с.

380. *Хатертон Т.* Активные континентальные окраины и островные дуги. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М., Мир, 1978, с. 108—119.

381. *Хаусен Д., Керр П.* Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., Мир, 1973, с. 590—624.

382. *Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961. 351 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 37).

383. *Хворова И. В.* Отложения островодужных систем. — Литология и полез. ископаемые, 1987, № 6, с. 3—18.

384. *Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.

385. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М., Наука, 1983. 151 с.

386. *Хэйс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура. — В кн.: История и происхождение окраинных и внутренних морей. М., Наука, 1984, с. 30—44. (27-й МГК. Доклады. Т. 6, ч. II).

387. *Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М., Мир, 1983. 327 с.

388. *Хюне Р. фон.* Осадки современных глубоководных желобов. — В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М., Мир, 1978, с. 232—238.

389. *Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман А. И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев, Наук. думка, 1976. 161 с.

390. *Череповский В. Ф.* Ресурсы углей СССР (результаты всесоюзного подсчета 1979 г.). Ростов-на-Дону, 1983. 114 с.

391. *Шаламов И. В., Попова М. В., Савицкая Л. В.* Закономерности распределения микроэлементов в разрезах нижне-среднекембрийской карбонатно-глинистой битуминозной формации восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Геология месторождений и проявлений цветных и благородных металлов Сибири. Новосибирск, Наука, 1991, с. 82—93.

392. *Шики Ц., Млава Ю.* Геологическое положение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 98—109.

393. *Шинкарев Г. Е.* Конседиментационные локальные котловины — рудогенерирующие структуры фаменского эпиконтинентального моря Центрального Каратау (Южный Казахстан). — В кн.: Вопросы генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Алма-Ата, изд. Каз.ИМС, 1983, с. 78—88.

394. *Шпора Л. Д.* Равнинноделинные медистые песчаники Науката и литология вмещающих молассовых формаций. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1969. 39 с.

395. *Щеглов А. Д.* О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. 44 с.

396. *Щеглов А. Д., Краснов Е. В., Раткин В. В.* Древние рифы и свинцово-цинковые месторождения (перспективы Востока СССР). — Тихоокеан. геология, 1984, № 6, с. 58—64.

397. *Эволюция* глобального биогеохимического цикла серы/Отв. ред. А. Ю. Лейн, П. Бримблекомб. М., Наука, 1989. 200 с.

398. *Юдович Я. Э.* Геохимия ископаемых углей. Л., Наука, 1978. 263 с.

399. *Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В.* Элементы-примеси в ископаемых углях. Л., Наука, 1985. 239 с.

400. *Юнов А. Ю.* Цикличность геологического развития молодых платформ и пассивных континентальных окраин. — Геология и геофизика, 1991, № 8, с. 15—23.

401. *Юровский А. З.* Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. М., Наука, 1968. 215 с.

402. *Юшкин Н. П.* Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л., Наука, 1968. 187 с.

403. *Яншин А. Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — Геология и геофизика (Новосибирск), 1961, № 1, с. 3—15.

404. *Яншин А. Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л., Наука, 1983. 39 с.

405. *Яншин А. Л., Жарков М. А.* Фосфор и калий в природе. Новосибирск, Наука, 1986. 191 с.

406. *Япаскурт О. В.* Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. — Литология и полез. ископаемые, 1991, № 1—2. № 1, с. 96—109; № 2, с. 90—103.

407. *Andrew C. J., Ashton J. H.* Regional setting, geology and metal distribution patterns of Navan orebody, Ireland. — Earth Sci., 1985, vol. 94, № 5, p. 666—693.

408. *Annels A. E.* The geotectonic environment of Zambian copper — cobalt mineralization. — J. Geol. Soc. London, 1984, vol. 141, p. 270—279.

409. *Annels A. E.* Ore genesis in the Zambian Copperbelt, with particular reference to the northern sector of the Chambishi basin. — In: Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. Ottawa, 1899, p. 427—452. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., 36).

410. *Aubouin J.* Some aspects of the tectonics of subduction zones. — Tectonophysics, 1989, vol. 160, № 1—4, p. 1—21.

411. *Australia* and Papua New Gwinea metallogenic map/Ed. R. G. Warren. Canberra, 1972. 1 p. (Bur. Mineral resources, geology and geophysic).

412. *Bally A. M.* Phanerosoic basin evolution in North America. — Episodes, 1987, vol. 10, № 4, p. 248—253.

413. *Banks D.* A fossil hydrothermal worm assemblage from the Tynagh leadzinc deposit in Ireland. — Nature, 1985, vol. 313, № 5998, p. 128—131.

414. *Bartholomé P.* On the diagenetic formation of ores in sedimentary beds, with special references to Kamoto, Shabe, Zaire. — In: Gisements stratiformes et provinces cupriferès. Liège, 1974, p. 203—213.

415. *Belenitskaya G. A.* Halogenic basins: facial and paleotectonic models. — In: Evaporite and desert environmemt. Proc. 29-th IGC, Kyoto, 1994, pt. A, zeist., VSP, p. 289—297.

416. *Bloomstein E. I., Clark J. B.* Geochemistry of the Ordovician high-calcum black schales hosting major gold deposits of the Getchell trend in Nevada. — U. S. Geol. Surv., 1990, Circular 1058, p. 1—5.

417. *Brown A. C.* The copper province of northern Michigan, U. S. A. — In: Gisements stratiformes et provinces cupriferès. Liège, 1974, p. 317—330.

418. *Burke K. C.* Evolution of continental rift systems in the light of plate tectonics. — In: Tectonics and geophysics continental rifts. Dordrecht et al., 1978, p. 1—9.

419. *Burke K., Dewey J. F.* An Outline of Precambrion plate development. — In: Implications of continental drift to the Earth Sci., 1973, vol. 2, p. 1035—1075.

420. *Butler B. S., Burbank W. S.* The copper deposits of Michigan. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 144, 1929, 238 p.

421. *Canadian* mineral deposit types: a geological synopsis/Ed. O. R. Eckstrand. Geol. Surv. Canada. Econ. Geol. Rep., 36, 1984. 86 p.

422. *Celâl Sengör A. M.* Plate tectonics and orogenic research after 15 years: A Tethyan perspective. — Earth Sci. Rev., 1990, vol. 17, № 1—2, p. 1—201.

423. *Chen N., Coveney R. M.* Ores in metal-rich shales of Southern China. — U. S. Geol. Surv., 1989, Circular 1037, p. 7.

424. *Cleary W. J., Piley O. H., Nelson J. C.* Wilmington fan, Atlantic ocean. — In: Submarine fans and relation. Turbidite Systeme. N. Y. et al., 1985, p. 157—164.

425. *Collision* tectonics. — Geol. Soc. Spec. Publ., 1986, № 19, p. 1—415.

426. *Coveney R. M., Chen Nansheng.* Nickel-molybdenum-platinum-gold deposits in black shales of Southern China — a new ore type with possible analogs in Pennsylvanian rocks of the USA. — U. S. Geol. Surv., 1990, Circular 1058, p. 9—11.

427. *Coveney R. M., Chen Nansheng.* Nickel and molybdenum-rich shales of Southern China — a new ore type with possible analogues in the Pennsylvania of the USA. Washington, 1989, p. 1335—1336. (Intern. Geol. Congr., 18-th, Abstr. vol. 1).

428. *Cox D. P., Singer D. A.* Mineral deposits models. U. S. Geol. Surv. Bull., 1986, № 1693. 379 p.

429. *Croxford N. J. W., Gulson B. L., Smith J. W.* The Mc. Arthur deposit: a review of the current situation. — Mineral. Deposits, 1975, vol. 10, № 4, p. 302—304.

430. *Curray J. R., Moore D. G.* Growth of the Bengal Deep-sea fan and denudation in the Himalayas. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82, № 3, p. 543—572.

431. *Dickinson W. R.* Plate tectonics and sedimentation. — In: Tectonic and sedimentation, 1974, № 22, p. 1—27. (Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.).

432. *Dickinson W. R.* Plate tectonic evolution of sedimentary basins. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., Contin. Ed., Course Notes Ser., 1976, № 1. 62 p.

433. *Dickinson W. R., Selly D. R.* Structure and stratigraphy of forearc regions. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, vol. 63, p. 2—31.

434. *Discovery,* geology and mineralization of the Rabbit Creek gold deposit, Humboldt County, Nevada/E. Blomstein, G. Massingil, R. Parrot, D. Peltonen. — In: Geology and ore deposits of the Great Basin. Reno, 1991, p. 821—844. (Geol. Soc. Nevada, Reno Symp. Proc., vol. 2).

435. *Disnar J.-R., Sureau J. F.* Organic matter in ore genesis: progress and perspectives. — Org. Geochem., 1990, vol. 16, № 1—3, p. 577—599.

436. *Doyle L. I.* Anomalously large marine sedimentary units deposited in a single mass wasting event. — Geo-Mar. Letters., 1987, vol. 7, № 2, p. 59—61.

437. *Evans R.* Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin. — Bull. AAPG, 1978, vol. 62, № 2, p. 223—234.

438. *Extensional* model for the subsidence of the northern United States continental margin/D. S. Sawyer, B. A. Swift, A. G. Selaterm, M. N. Toksöz. — Geology, 1982, vol. 10, № 3, p. 134—140.

439. *Fleischer V. D., Garlick W. G., Haldane R.* Geology of the Zambian Copperbelt. — In: Handb. of Stratabound and stratiform ore deposits. Vol. 6/Ed. K. H. Wolf. Amsterdam, Elsevier, 1976, p. 221—352.

440. *Fontbote L.* Stratabound ore deposits in Central Andes (Andean cycle) geotectonic position and metal sources. — Abstr. 28-th Intern. Geol. Congr., Washington, D. C. USA, July 9—19, 1989, p. 498—499.

441. *Garlick W. G.* Sabkhas, slumping and comaction at Mufulira Zambia. — Econ. Geol., 1981, vol. 76, № 7, p. 1817—1847.

442. *Gluckoter H. I.* Mineral matter and trace elements in coal. — In: Trace Elements in Fuel. Washington, 1975, p. 1—22.

443. *Graham S. A., Bachman S. B.* Structural control on submarine fan geometry and internal architecture: upper La Jolla fan system, offshore Southern California. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1983, vol. 67, p. 83—96.

444. *Graham S. A., Dickinson W. R., Ingersoll R. V.* Himalayan—Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian—Ouachita system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, № 3, p. 273—286.

445. *Grellet C., Dubois J.* The depth of trenches as a function of the subduction rate and age of the lithosphere. — Tectonophysics, 1982, vol. 82, № 1—2, p. 45—56.

446. *Handbook* of stratabound and stratiform ore deposits. Vol. 1/Ed. K. H. Wolf. Amsterdam, Elsevier, 1976. 338 p.

447. *Hauck S. A.* Petrogenesis and tectonic setting of middle Proterozoic iron oxide-ran ore deposit — ore deposit model for Olimpic Dam-type mineralization. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1990, № 1932, p. 4—39.

448. *Helwig J., Hall G. A.* Steady — state trenches? — Geology, 1974, vol. 2, № 7, p. 309—316.

449. *Hitzman M. W., Oreskes N., Einaudi M. T.* Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu—U—Au—REE deposits). — Precambr. Res., 1992, vol. 58, № 1—4, p. 241—287.

450. *Hoeve J., Quirt D.* A common diagenetic-hydrothermal origin for conformity-type uranium and stratiform copper deposits? — In: Sediment-hosted stratiform copper deposits. Ottawa, 1989, p. 151—172. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 36).

451. *Hoffman P., Dewey J. F., Burke K.* Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. — Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 1974, vol. 19, p. 38—55.

452. *Hutchinson R. W.* Metallogeny of Precambrian gold deposits: space and time relationships. — Econ. Geol., 1987, vol. 82, № 8, p. 1993—2007.

453. *Ingersoll R. V.* Tectonics of sedimentary basins. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1988, vol. 100, № 11, p. 1704—1719.

454. *Initial* Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 1—120. Washington, 1968—1990.

455. *Ireland*/D. Naylor, W. Phillips, G. Sevastopulo, F. Squgle. — Geol. Europ. Countries, 1980, vol. 1, p. 129—181.

456. *Jolivet L., Huchon Ph., Rangin C.* Tectonic setting of Western Pacific marginal basins. — Tectonophysics, 1989, vol. 160, № 1—4, p. 23—47.

457. *Jowett E. C.* Effects of continental rifting on the location and genesis of stratiform copper-silver deposits. — In: Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. Ottawa, 1989, p. 53—66. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 36).

458. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, № 11, p. 2542—2561.

459. *Karig D. E., Moore G. F.* Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. — Earth Planet. Sci. Letts., 1975, vol. 26, p. 233—238.

460. *Karig D. E., Sharman G. F. III.* Subduction and accretion in trenches. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, № 3, p. 377—389.

461. *Klein G. de Vries.* Sedimentary tectonics in Southwest Pacific marginal basins based on leg 30 Deep Sea Drilling Project cores from the South Fiji, Hebrides, and Coral Sea basins. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 16, № 7, p. 1012—1018.

462. *Klein G. de Vries.* Relative rates of tectonic uplift as determined from episodic turbidite deposition in marine basins. — Geology, 1984, vol. 12, № 1, p. 48—50.

463. *Klein C. de Vries.* Current aspects of basin analysis. — Sediment. Geol., 1987, vol. 50, № 1/3, p. 95—118.

464. *Kozari M. T., Dunlap I. C., Humphrey W. E.* Incidence of saline deposits in geologic time. — GSASP, 1968, vol. 88, p. 43—57.

465. *Kusha H.* Platinum group metals in the zechstein copper deposits, Poland. — Econ. Geol., 1982, vol. 77, № 6, p. 1578—1591.

466. *Large D.* The evaluation of sedimentary basins for massive sulfide mineralization. — Spec. Publ. Soc. Geol. Applied to Mineral Deposits. Base metal sulfide deposits in sedimentary and volcanic environments, 1988, № 5, p. 3—11.

467. *Lees A.* The waulsortian «reefs» of Eire: a carbonate mud-bank, complex of Lower Carboniferous age. — J. Geol., 1961, vol. 69, № 1, p. 101—109.

468. *Lefebre I. I., Patterson L. E.* Volcanic activity in the Zairian Copperbelt in connection with sedimentation, tectonism and the Cu—Co stratabound mineralization, 1982. 63 p. (Geol. Assoc. Canada, Progr. Abstr., vol. 7).

469. *Leventhal I. S., Mericos M. H., Laudon R. C.* Solid insoluble bitumen in the Magmont west orebody, Southeast Missouri. — Econ. Geol., 1986, vol. 81, № 8, p. 1983—1988.

470. *Lotze F.* Steinsalt und Kalisalze. Vol. 1. 2-nd ed. Berlin, Gebr. Borntraeger, 1957. 466 p.

471. *Lower* Cambrian black argillaceous and arenaceous rock series in South China and its associated stratiform deposits/N. Chen, Y. Yong, D. Liu et al. — Mineral deposits, 1982, vol. 1, № 2, p. 32—52.

472. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins. — Earth Planet. Sci. Letts., 1978, vol. 40, p. 25—32.

473. *Metalliferous* black shales and related ore deposits. — U. S. Geol. Surv., 1989, Circular 1037, p. 20.

474. *Metalliferous* black shales and related ore deposits: Proceedings 1989 US working Group meeting, International Geological correlation Program Project 254. — U. S. Geol. Surv., 1990, Circular 1058, p. 85.

475. *Miall A. D.* Principles of sedimentary basin analysis. N. Y., Springler—Verlag, 1984. 490 p.

476. *Milliman J. D., Meade R. H.* World-wide delivery of river sediment to the oceans. — J. Geol., 1983, vol. 91, № 1, p. 1—21.

477. *Mineral* deposits of Southern Africa/Ed. C. R. Anhaeusser. Johannesburg, 1986. 1020 p. (Geol. Soc. S. Africa, XXIII, vol. 1).

478. *Mitchell A. H. G.* Ophiolite and associated rocks in four settings. Relationships to subduction and collision. — Mem. Geol. Soc. China, 1986, vol. 7, p. 91—106.

479. *Mizutani T.* Longitudinal change in the gradient of alluvial fan surfaces. — Geogr. Repts. Tokyo Metrop. Univ., 1986, № 21, p. 251—260.

480. *Moore G. T., Starke G. W., Bonham L. C., Woodbury H. O.* Mississippi fan, Gulf of Mexico — physiography, stratigraphy and sedimentational patterns. — In: Frame work, facies and oiltrapping characteristics of the upper Continental margin, 1978, p. 155—191.

481. *Mutti E., Ricci-Lucchi F.* Turbidite facies and facies associations. — In: Field Trip Guidebook A—II, 9th Intern. Sediment. Congr., Nice, France, 1975, p. 21—36.

482. *Mutti E., Ricci-Lucchi F.* Turbidites of the Northern Apennines: introduction to facies analysis. — Intern. Geol. Rev., 1978, vol. 20, p. 125—166.

483. *Nicholson S. W., Cannon W. F., Schulz K. J.* Metallogeny of the Midcontinent rift system of North America. — Precambr. Res., 1992, vol. 58, № 1—4, p. 355—386.

484. *Nilsen T. H.* Modern and ancient submarine fans: discussion of papers by R. G. Walker and W. R. Normark. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, p. 1094—1112.

485. *Normark W. R.* Fan Valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, p. 912—931.

486. *Oszczepalski S.* Kupferschiefer in Southwestern Poland. — In: Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. Ottawa, 1989, p. 571—600. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 36).

487. *Parrot U.-F., Dugas F., Whitechurch H.* Inter-arc basins as oceanic crust trapped between two subsequent subductions. — Cahien ORSTOM. Ser. Geol., 1983, vol. 13, № 2, p. 89—99.

488. *Perthuisot Z. P.* Sites et procéssus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. — Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1980, vol. 4, № 1, p. 207—233.

489. *Plumb K. A., Broun M. C.* Revised correlations and stratigrafic nomenclature in the Proterozoic carbonate complex of the McArthur group, Northern Territory. — Geol. Pap. Dep. minerals and energy Australia, 1973, Bull. 139, p. 103—115.

490. *Prince R. A., Kulm L. D.* Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru—Chile trench. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 1639—1653.

491. *Pretorius D. A.* The natural Witwatersrand gold-uranium deposits. Iohanesburg, 1974. 49 p. (Econ. Geol. Res. Unit. Univ. Witwatersrand, № 36).

492. *Radtke A. S.* Geology of the Carlin gold deposit, Nevada. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1985, № 1267. 127 p.

493. *Rentzsch J.* The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. — In: Gisements stratiformes et provinces Cupriferes. Liège, 1974, p. 395—418.

494. *Robert P.* Histoire geothermique et diagenese organique. — Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1985, Mem. 8, Pace. 345 p.

495. *Roberts D. E., Hudson G. R. T.* The Olimpic Dam copper-uranium-gold deposits, Roxby Douns, South Australia. — Econ. Geol., 1983, vol. 78, № 5, p. 799—822.

496. *Roscoe S. M.* Huronian rocks and uraniferous conglomerates, Canada. Geol. Surv. Canada, p. 68—40, 1969. 205 p.

497. *Rydzewski A.* Geneza dolnocechsztynskiej mineralisacji polimetalicznej. — Przeglad Geol., 1976, rok 24, № 4, s. 176—181.

498. *Ryka W.* Some problems of the Autunian volcanism in Poland. — In: Proc. Intern. Symp. Central European Permian. Warsaw, 1981, p. 165—179.

499. *Ryka W.* Rotliegendes volcanics, sediment lithologies and paleoenvironments, and Polish basin history: on overview. — In: Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits. Ottawa, 1989, p. 627. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 36).

500. *Sagri M.* Upper Cretaceous trench wedge turbidites in the Northern Apennines (Italy). — Rend. Soc. Geol. Ital., 1979 (1980), vol. 2, p. 26—28.

501. *Sample I. C.* The effect of carbonate cementation of under thrust sediments on deformation styles during under plasing. — J. Geophys. Res., B., 1990, vol. 95, № 6, p. 9111—9121.

502. *Schweller W. J., Kulm L. D.* Extensions rupture of Oceanic crust in the Chile trensh. — Mar. Geol., 1978, vol. 28, № 3—4, p. 271—291.

503. *Sea-level* changes: an integrated approach. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., 1988, № 42. 340 p.

504. *Sediment-hosted* Stratiform Copper Deposits. Ottawa, 1989. 710 p. (Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. 36).

505. *Shanmugam G., Damuth J. E., Moiola R. J.* Is the turbidite facies association scheme valid for interpreting ancient submarine fan enveronments? — Geology, 1985, vol. 13, № 4, p. 234—237.

506. *Shepard F. P., Reimnitz E.* Sedimentation bordering the Rio Balsas delta and canyons, Western Mexico. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1981, Pt. 1, vol. 92, № 6, p. 395—403.

507. *Sheridan R. E.* The passive margin of the USA. — Episodes, 1987, vol. 10, № 4, p. 254—258.

508. *Stow D. A. V., Howell D. C., Nelsen C. H.* Sedimentary tectonic, and sea-level controls. — In: Submarine fans and relation turbidite systeme. N. Y. et al., 1985, p. 15—22.

509. *Tanner P. W. G., Macdonald D. I. M.* Models for the deposition and simple shear deformation of a turbidite sequence in the South Georgia portion of the Southern Andes back-arc basin. — J. Geol. Soc., 1982, vol. 139, № 6, p. 739—754.

510. *Tardy Y., Kounkou R., Probst J.-L.* The global water cycle and continental erosion during Phanerozoic time (570 m. y.) — Amer. J. Sci., 1989, vol. 289, № 4, p. 455—483.

511. *The encyclopedia* of geochemistry and environmental sciences. Vol. XXI. 1972. 1321 p.

512. *The Midcontinent* of the Unated States. — Permassive terraine for an Olimpic Dam—type deposit/Eds. W. P. Pratt, P. K. Sims. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1990, № 1932, p. 81.

513. *Thorman C., Chistensen O., Theodore T.* Regional geologic controls of gold deposits in Great Basin. — Northwest Miners BIA, 1994, p. 1—25.

514. *Titley S. R.* Phanerozoic ocean cycles and sedimentary rock-hosted gold ores. — Geology, 1991, vol. 19, № 6, p. 645—648.

515. *Tocker E. W.* Discussion of the disseminated—gold—ore—occurence model. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1985, № 1646, p. 107—150.

516. *Turbidite-hosted* gold deposits/Eds. I. D. Keppie, R. W. Boyle, S. I. Haynes. — Geol. Assoc. Canada, 1986, Spec. Pap. 32, p. 186.

517. *Turcotte D. L., Emerman S. H.* Mechanism of active—passive rifting. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, № 1—4, p. 39—50.

518. *Underwood M. B., Karig D. E.* Role of submarine canyons in trench and trench-slope sedimentation. — Geology, 1980, vol. 8, № 9, p. 432—436.

519. *Unrug R.* Mineralization controls and source of metals in the Lufilian fold belt, Shaba (Zaire), Zambia and Angola. — Econ. Geol., 1988, vol. 83, № 6, p. 1247—1258.

520. *Vail P. R.* Deep Sea Drilling Project. Testing the Vail depositional model. — Nature, 1983, vol. 206, № 5944, p. 641—642.

521. *Van Eden J. G.* Depositional and diagenetic environment related to sulphide mineralisation, Mufulire, Zambia. — Econ. Geol., 1974, vol. 69, № 1, p. 59—79.

522. *Volcanoes* of the World. Publ. World Data Centera, Scale 1 : 18 000 000. USA, 1979.

523. *Walcott R. I.* Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, p. 1845—1848.

524. *Walker R. G.* Facies models. I. General introduction. — Geosci. Can., 1976, vol. 3, № 1, p. 21—24.

525. *Walker R. G.* Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, p. 932—966.

526. *Walker R. G., Logan R. G., Binnekamp I. C.* Recent geological advances concerning the H. Y. C. and associated deposits, McArthur River, N. T. — J. Geol. Soc. Australia, 1978, vol. 24, p. 7, p. 365—380.

527. *Watkins R., Broune Q.* An Ordovician continental—margin sequence of turbidite and seamount deposits in the Roberts Mountains allochthon, Independence Range, Nevada. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1989, vol. 101, № 5, p. 731—741.

528. *Wedepohl K. H.* «Kupferschiefer» as a prototype of syngenetic sedimentary ore deposits. — Spec. Iss. Soc. Min. Geol. Japan, 1971, № 3, p. 268—273.

529. *Winter H. R.* A tectonic classification of certain South African depositional basins and criteria for recognition of major unconformity—bounded sequences. — S. Afr. J. Geol., 1989, vol. 92, № 2, p. 167—182.

530. *Wodzicki A., Piestrzynski A.* An ore genetic model for the Lubin—Sierožowice mining district, Poland. — Mineralium deposita, 1994, vol. 29, № 1, p. 30—43.

531. *World* seismicity map. Scale 1 : 39 000 000. USA, 1974.

532. *Zhongcheng Wang, Guizhi Li.* Barite and witherite deposits in Lower Cambrian shales of South China: stratigraphic, distribution and geochemical characterization. — Econ. Geol., 1991, vol. 86, p. 354—363.

533. *Ziegler P. A.* Geological atlas of Western and Central Europe. Amsterdam, Elsevier, 1982. 130 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (*А. Д. Щеглов*) 5

Часть первая. ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (*С. И. Романовский*) 9

Глава I.1. ИСХОДНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ . . . . —
I.1.1. Осадочный палеобассейн . . . . . —
I.1.2. Ряды осадочных формаций как индикаторы геодинамических обстановок 10
I.1.3. Возможные подходы к геодинамической систематике осадочных бассейнов 14
I.1.4. Классификационно-диагностическая система осадочных бассейнов . 15

Глава I.2. ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМ . 17
I.2.1. Факторы воздействия на систему . . . . . —
I.2.2. Изменения уровня океана 19
I.2.3. Стратификационные перерывы 22
I.2.4. Скорости осадконакопления 26

Глава I.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ . . . 30
I.3.1. Бассейны внутриплитных (рифтогенных) обстановок . . . . . —
I.3.1.1. Систематика . . . . . —
I.3.1.2. Основные типы осадочных бассейнов 33
I.3.1.2а. Зрелые континентальные рифты . . . . . —
I.3.1.2б. Авлакогены 40
I.3.2. Бассейны спрединговых обстановок 45
I.3.2.1. Систематика . . . . . —
I.3.2.2. Основные типы осадочных бассейнов 47
I.3.2.2а. Подводные конусы выноса . . . . . —
I.3.2.2б. Бассейны шельфа, континентального склона и континентального подножия 61
I.3.3. Бассейны субдукционных обстановок 75
I.3.3.1. Систематика . . . . . —
I.3.3.2. Основные типы осадочных бассейнов 78
I.3.3.2а. Глубоководные желоба . . . . . —
I.3.3.2б. Преддуговые и междуговые бассейны 97
I.3.3.2в. Задуговые (окраинные) бассейны 102

Глава I.4. БАССЕЙНЫ КОЛЛИЗИОННЫХ ОБСТАНОВОК 107
I.4.1. Систематика . . . . . —
I.4.2. Литогеодинамическая модель континентальной коллизии 110

Часть вторая. ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ФЛЮИДОГЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (*Е. А. Басков*) 119

Глава II.1. СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ 120

Глава II.2. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ 124
II.2.1. Формационно-гидрогеохимические категории осадочных бассейнов (*Е. А. Басков, В. В. Петров*) 125
II.2.2. Общие черты зональности минерализации, химического состава и металлоносности подземных вод 128
II.2.3. Зональность газового состава подземных вод (*Е. А. Басков, Т. К. Иванова*) 131
II.2.4. Зональность изотопного состава подземных вод (*Е. А. Басков, В. В. Петров, Т. К. Иванова*) 133
II.2.5. Зональность микробиологического состава подземных вод . . . . . —

Глава II.3. ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ 134
II.3.1. Верхний гидрогеодинамический этаж . . . . . —

II.3.2. Нижний гидрогеодинамический этаж 136

Глава II.4. ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ 138

Глава II.5. ОСНОВНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (*Е. А. Басков, В. В. Петров*) . . . 140

Глава II.6. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ (*Е. А. Басков, С. В. Егоров, С. Н. Суриков, В. В. Петров*) 144
II.6.1. Питьевые и технические воды . . . . . —
II.6.2. Минеральные воды 146
II.6.2.1. Минеральные лечебные воды . . . . . —
II.6.2.2. Минеральные промышленные воды . . . . . —
II.6.2.3. Минеральные теплоэнергетические воды 147

Глава II.7. СТАДИЙНОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ (ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ) СИСТЕМЫ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ (*Е. А. Басков*) 149
II.7.1. Гидрогеологические процессы в осадочных бассейнах на разных стадиях литогенеза . . . . . —
II.7.2. Рудообразующие гидрогеологические (палеогидрогеологические) системы 155

Часть третья. УГЛЕНОСНЫЕ И ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ 161

Глава III.1. УГЛЕНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ . . . . . —
III.1.1. Геодинамическая классификация угленосных бассейнов (*А. С. Тараканов*) . . . . . —
III.1.1.1. Угленосные бассейны как объекты геодинамического исследования . . . . . —
III.1.1.2. Представление о геодинамических обстановках углеобразования 163
III.1.1.3. Исходные положения и общая схема классификации . . . 166
III.1.1.4. Орогенные бассейны 168
III.1.1.5. Эпейрогенные бассейны 175
III.1.1.6. Рифтогенные бассейны 178
III.1.1.7. Диагностика угленосных бассейнов разных геодинамических типов 184
III.1.2. Особенности накопления и преобразования угольного вещества в осадочных бассейнах (*И. Б. Волкова, В. А. Литвинова*) 187
III.1.2.1. Условия накопления и типы превращения органического вещества . . . . . —
III.1.2.2. Типы угольных пластов и их эволюция во времени и в пространстве 188
III.1.2.3. Обстановки углеобразования и типы угольных пластов . . . 191
III.1.2.4. Постдиагенетическое преобразование ОВ пород и углей . . 194
III.1.2.5. Геодинамика и метаморфизм углей 195
III.1.3. Металлоносность угленосных осадочных бассейнов (*В. Н. Волков*) 203
III.1.3.1. Общие сведения . . . . . —
III.1.3.2. Связь с составом и со свойствами углей 206
III.1.3.3. Условия накопления металлов 210
III.1.3.4. Геологический контроль металлоносности 213
III.1.3.5. Сравнительные оценки 218

Глава III.2. ГАЛОГЕНСОДЕРЖАЩИЕ БАССЕЙНЫ (*Г. А. Беленицкая*) . . . 220
III.2.1. Галогенсодержащие бассейны как объект геодинамического и минерагенического анализа . . . . . —
III.2.2. Структурно-вещественная типизация 225
III.2.3. Литолого-фациальная типизация 227

III.2.3.1. Седиментационные бассейны и фациально-ландшафтные обстановки галогенеза . . . 227
III.2.3.2. Литолого-фациальные модели . . . 230
III.2.4. Геодинамическая позиция галогенсодержащих бассейнов . . . 241
III.2.4.1 Геодинамическая классификация галогенсодержащих бассейнов . . . 243
III.2.4.2. Геодинамическая позиция современных галогенсодержащих бассейнов . . . 249
III.2.4.3. Палеогеодинамическая история галогенсодержащих бассейнов Северной Евразии . . . 265
III.2.4.4. Диагностические признаки и литогеодинамические модели галогенсодержащих бассейнов . . . 275
III.2.5. Минерагеническая специализация галогенсодержащих бассейнов 286
III.2.6. Генетические модели . . . 301
III.2.6.1. Состояние проблемы происхождения солей . . . —
III.2.6.2. Рассольно-регенерационная модель галогенеза . . . 305
III.2.6.3. Обсуждение модели . . . 316

Часть четвертая. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ . . . 321

Глава IV.1. РУДОНОСНЫЕ БАССЕЙНЫ (*В. П. Феоктистов*) . . . —
IV.1.1. Вещественно-геодинамические типы рудоносных осадочных бассейнов —
IV.1.2. Внутриплитные (внутриконтинентальные) бассейны . . . 324
IV.1.2.1. Рифтогенные бассейны . . . —
IV.1.2.1.1. Терригенные бассейны (Au, Cu, U, Ag, Hg) . . . —
IV.1.2.1.2. Карбонатно-терригенные бассейны (Cu, Ag, Co, Pb, Zn, МПГ) . . . 336
IV.1.2.2. Эпейрогенные бассейны . . . 347
IV.1.3. Бассейны пассивных континентальных окраин (дивергентные) (*В. П. Феоктистов, А. К. Иогансон, А. Г. Неклюдов*) . . . 348
IV.1.3.1. Терригенные бассейны . . . —
IV.1.3.1.1. Бассейны с медно-свинцово-цинковым оруденением 349
IV.1.3.1.2. Бассейны с редкометально-золотым оруденением . . . 352
IV.1.3.2. Терригенно-карбонатные бассейны . . . 360
IV.1.3.2.1. Карбонатно-терригенные бассейны со свинцово-цинковым оруденением . . . 361
IV.1.3.2.2. Терригенно-карбонатные бассейны с барит-флюорит-свинцово-цинковым оруденением . . . 369
IV.1.3.3. Кремнисто-терригенно-карбонатные бассейны . . . 379
IV.1.3.3.1. Бассейны с железо-марганцево-барит-свинцово-цинковым и сурьмяно-ртутным оруденением . . . 380
IV.1.3.3.2. Бассейны фосфоритоносные, горючесланцевые, уран-молибден-ванадиевые, золото-платиноидно-молибден-никеленосные . . . 385
IV.1.4. Бассейны субдукционных поясов . . . 391
IV.1.5. Бассейны коллизионных областей . . . 392
IV.1.5.1. Бассейны форланда . . . —
IV.1.5.2. Бассейны межгорных впадин . . . 400

Глава IV.2. УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЧЕХЛОВ ПЛАТФОРМ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ (*Г. М. Шор*) . . . 402

Глава IV.3. РОЛЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И МЕТАЛЛООРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В РУДООБРАЗОВАНИИ (*И. Б. Волкова*) 413

Глава IV.4. ПЕРСПЕКТИВЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ РОССИИ НА НОВЫЕ И НЕТРАДИЦИОННЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (*В. П. Феоктистов, А. К. Иогансон*) . . . 422

Заключение (*А. Д. Щеглов*) . . . 439

Список литературы . . . 454

CONTENTS

Introduction (A. D. Shcheglov) 5

Part one. LITHOGEODYNAMIC GROUNDS FOR CLASSIFICATION OF SEDIMENTARY BASINS (*S. I. Romanovsky*) 9

Chapter I.1. INTIAL NOTIONS AND METHODOLOGICAL ISSUES . . . . . —
I.1.1. Sedimentary paleobasin . . . . . —
I.1.2. Series of sedimentary formations as indicators of geodynamic settings 10
I.1.3. Possible approaches to geodynamic systematics of sedimentary basins 14
I.1.4. Classification-diagnostic system of sedimentary basins 15

Chapter I.2. LITHOGEODYNAMIC ANALYSIS OF SEDIMENTARY SYSTEMS 17
I.2.1. Factors affecting the system . . . . . —
I.2.2. Ocean level fluctuations 19
I.2.3. Stratificational breaks 22
I.2.4. Sedimentation rates 26

Chapter I.3. GEODYNAMIC TYPES OF SEDIMENTARY BASINS 30
I.3.1. Basins of intraplate (riftogenic) envionments . . . . . —
I.3.1.1. Systemstics . . . . . —
I.3.1.2. Main types of sedimentary basins 33
I.3.1.2a. Mature continental rifts . . . . . —
I.3.1.2b. Aulakogenes 40
I.3.2. Basins of spreading environments 45
I.3.2.1. Systematics . . . . . —
I.3.2.2. Main types of sedimentary basins 47
I.3.2.2a. Submarine alluvial fans . . . . . —
I.3.2.2b. Offshore basins, continental slope and continental foot basins 61
I.3.3. Basins of subduction environments 75
I.3.3.1. Systematics . . . . . —
I.3.3.2. Main types of sedimentary basins 78
I.3.3.2a. Abyssal trenches . . . . . —
I.3.3.2b. Fore-arc and interarc basins 97
I.3.3.2c. Trans-arc (marginal) basins 102

Chapter I.4. BASINS OF COLLISIONAL ENVIRONMENTS 107
I.4.1. Systematics . . . . . —
I.4.2. Lithogeodynamic model of continental collision 110

Part two. HYDROGEOLOGY AND FLUIDOGEODYNAMICS OF SEDIMENTARY BASINS (*E. A. Baskov*) 119

Chapter II.1. STRUCTURAL HYDROGEOLOGICAL CATEGORIES OF SEDIMENTARY BASINS 120

Chapter II.2. HYDROGEOCHEMICAL ZONATION 124
II.2.1. Formational-hydrogeochemical categories of sedimentary basins (*E. A. Baskov, V. V. Petrov*) 125
II.2.2. General features of zonation of mineralization, chemical composition and metal presence in groundwater 128
II.2.3. Zonation of gas composition of groundwater (*E. A. Baskov, T. K. Ivanova*) 131
II.2.4. Zonation of isotope composition of groundwater (*E. A. Baskov, V. V. Petrov, T. K. Ivanova*) 133
II.2.5. Zonation of microbiological composition of groundwater . . . . . —

Chapter II.3. HYDROGEODYNAMIC ZONATION OF SEDIMENTARY BASINS 134
II.3.1. Upper hydrogeodynamic stage . . . . . —
II.3.2. Lower hydrogeodynamic stage 136

Chapter II.4. HYDROGEOTHERMAL ZONATION OF SEDIMENTARY BASINS 138

Научное издание

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов

Подписано в печать 16.01.98. Формат 70×100 1/16.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 42,0. Уч. изд. л. 51,5.
Тираж 700 экз. Заказ 1693. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153